



UWE JÜRGEN GRÜTZMACHER

**DIE VERÄNDERUNGEN DER
PALÄOGEOGRAPHISCHEN VERBREITUNG
VON *BOLBOFORMA* - EIN BEITRAG ZUR
REKONSTRUKTION UND DEFINITION VON
WASSERMASSEN IM TERTIÄR**

GEOMAR
Forschungszentrum
für marine Geowissenschaften
der Christian-Albrechts-Universität
zu Kiel

Kiel 1993

GEOMAR REPORT 22

GEOMAR
Research Center
for Marine Geosciences
Christian Albrechts University
in Kiel

Herausgeber: Jörn Thiede
Redaktion der Serie: Gerhard Haass
Umschlag: Kerstin Kreis, Harald Gross,
GEOMAR Technologie GmbH

Editor: Jörn Thiede
Managing Editor: Gerhard Haass
Cover: Kerstin Kreis, Harald Gross,
GEOMAR Technologie GmbH

GEOMAR REPORT
ISSN 0936 - 5788

GEOMAR REPORT
ISSN 0936 - 5788

GEOMAR
Forschungszentrum
für marine Geowissenschaften
D-2300 Kiel
Wischhofstr. 1-3
Telefon (0431) 7202-0
Telefax (0431) 72 53 91, 7 20 22 93, 72 56 50

GEOMAR
Research Center
for Marine Geosciences
D-2300 Kiel / Germany
Wischhofstr. 1-3
Telephone (49) 431 / 7202-0
Telefax (49) 431 / 72 53 91, 7 20 22 93, 72 56 50

Inhaltsverzeichnis

ZUSAMMENFASSUNG / ABSTRACT

1.	EINLEITUNG	1
2.	MATERIAL UND METHODEN	2
3.	VERBREITUNG VON <i>BOLBOFORMA</i> IN RAUM UND ZEIT	5
3.1.	Kenntnisstand	5
3.2.	Datenbank	5
3.3.	Geographische Verbreitung	6
3.4.	Paläobiogeographische Analyse der Verbreitungsmuster von <i>Bolboforma</i>	20
4.	<i>BOLBOFORMA</i> -VERTEILUNG IN DSDP BOHRUNGEN DES SW-PAZIFIKS	35
4.1.	Paläogen	42
4.2.	Neogen	52
4.3.	Absolute <i>Bolboforma</i> -Häufigkeiten, ein Indiz zur Differenzierung von Oberflächenwassertemperaturen	60
5.	<i>BOLBOFORMA</i> , EIN HILFSMITTEL ZUR DEFINITION UND REKONSTRUKTION TEMPERIERTER OBERFLÄCHENWASSER-MASSEN	73
6.	SCHLUSSFOLGERUNGEN	77
7.	TAXONOMIE	81
8.	DANK	95
9.	LITERATURVERZEICHNIS	96
ANHANG I ¹ :	Tabellarische Auflistung der Profile mit <i>Bolboforma</i> a) DSDP/ODP Bohrungsnummer, geographische Position, Gebiet b) schematische Darstellung der Bohrprofile und der untersuchten Sequenzen c) Vertikale Reichweite von <i>Bolboforma</i> in den untersuchten Sequenzen	
ANHANG II:	Tabellarische Auflistung der untersuchten Profile ohne <i>Bolboforma</i> a) DSDP/ODP Bohrungsnummer, geographische Position. b) schematische Darstellung der Bohrprofile und der untersuchten Sequenzen	
ANHANG III:	Quantitative Daten zu den <i>Bolboforma</i> -Häufigkeiten im SW-Pazifik	

¹ Der Datenanhang kann als Kopie in der Bibliothek bei GEOMAR, Forschungszentrum für Marine Geowissenschaften der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Wischhofstr. 1-3, Geb. 4, D-24148 Kiel, eingesehen werden.

Zusammenfassung

Bolboformen sind marine, planktische 70-250 µm große subsphärische Mikrofossilien (Protophyta), die variabel ornamentierte monokristalline kalkige Gehäuse und Zysten ausbilden. Das erste Auftreten von *Bolboforma* lag im späten Früh-Eozän bei ca. 56 Ma auf dem Campbell Plateau im SW-Pazifik. Über einen Zeitraum ca. 50 my konnten sie in zahlreichen DSDP/ODP Bohrungen dokumentiert werden, bevor sie während des Früh-Pliozäns ausstarben. Rezent wurden sie bisher nicht beobachtet.

Auf der Datenbasis von 223 DSDP/ODP Bohrungen wurden 9 paläogeographische Verbreitungskarten von *Bolboforma* erstellt. Die paläogeographische Verbreitung von *Bolboforma* während des Tertiärs überwiegend in mittleren und hohen Breiten beider Hemisphären läßt den Schluß zu, daß das Vorkommen von *Bolboforma* entscheidend von der Wassertemperatur gesteuert wurde. Das globale Verbreitungsmuster, aber auch die paläobiogeographische Einengung der Bolboformen an sogenannten thermischen Schwellen lieferte den Beweis, daß Bolboformen primär ein Indikator für temperierte Oberflächenwassermassen sind. Die Signifikanz für die Beantwortung paläo-ozeanologischer Fragestellung ist somit belegt und konnte durch ein modifiziertes paläo-ozeanologisches Modell für das späte Paläogen des SW-Pazifiks exemplarisch skizziert werden.

Die quantitative Erfassung von Bolboformen in Proben aus fünf DSDP Bohrungen im SW-Pazifik ergab, daß Häufigkeiten und Diversitäten entscheidend von der geographischen Position abhängig sind. In bestimmten Zeitintervallen erhöhen sich mit zunehmender geographischer Breite sowohl die absoluten *Bolboforma*-Häufigkeiten als auch die Diversitäten. Ein entscheidender Steuerungsmechanismus, der diese Schwankungen reguliert, dürfte auch hier die Variabilität der Temperaturen sein. Innerhalb eines definierten Temperaturbereiches sind Schwankungen ähnlicher Amplitude charakteristisch. Wird der Temperaturschwellenwert aber über- bzw. unterschritten, so verändern sich auch die *Bolboforma*-Häufigkeiten.

22 der bislang 55 bekannten *Bolboforma*-Taxa konnten im Neogen / Paläogen der DSDP Bohrungen des SW-Pazifiks beobachtet werden. *Bolboforma paleodanielsi* n. sp., *Bolboforma urna* n. sp. und vier Spezies in offener Nomenklatur (*Bolboforma* sp. G-K) werden neu beschrieben.

ABSTRACT

Members of the genus *Bolboforma* are marine planktonic microfossils (Protozoa) of spheroidal shape 70 - 250 μm in diameter. Their tests and cysts are composed of monocrystalline low magnesium calcite.

The first occurrence of *Bolboforma* is documented in early Eocene sediments at 56 Ma at the Campbell Plateau in the SW-Pacific. For a period of 50 my *Bolboforma* are observed in many DSDP/ODP drillholes, before they disappeared during the early Pliocene. In recent sediments they have not been observed.

Based on 223 DSDP/ODP drillholes 9 paleogeographical distribution maps of *Bolboforma* have been reconstructed. During the Tertiary the paleogeographical distribution of *Bolboforma* is mainly limited to middle and high latitudes in both hemispheres. Therefore you can suggest that the occurrence of *Bolboforma* is dependent decisively on the water temperature.

The global distribution, but also the paleo-biogeographical limitation at thermal thresholds yield the evidence, that *Bolboforma* are an indicator for temperate watermasses. The significance for answering of paleo-oceanographical questions is thus documented. A modified paleo-oceanographical circulation model for the Paleogene of the SW-Pacific is outlined.

The quantitative examinations of *Bolboforma* in samples of five DSDP drillholes in SW-Pacific show a strong dependence of abundance and diversities on geographical position. In distinct time intervals the absolute *Bolboforma* abundances and diversities increased with higher latitudes. These fluctuations are regulated by the variability of the temperatures. Within a definite temperature range fluctuations with similar amplitude were characteristic. The *Bolboforma* abundances change obviously, when a critical temperature threshold was transgressed or regressed.

22 of 55 *Bolboforma*-taxa as far as known yet could be observed in Neogene / Paleogene of the DSDP drillholes in the SW-Pacific. *Bolboforma paleodanielsi* n. sp., *Bolboforma urna* n. sp. and four species in open nomenclature (*Bolboforma* sp. G-K) will be described.

1. EINLEITUNG

Bolboformen sind marine kalkige Mikrofossilien mit großem biostratigraphischen Potential im Tertiär mittlerer und hoher Breiten. Erste Hinweise lassen vermuten, daß Bolboformen auch als Indikatoren für temperierte Wassermassen genutzt werden können.

Die Gattung *Bolboforma* wurde durch von Daniels und Spiegler (1974) mit zehn Arten eingeführt, die zunächst mit Vorbehalt zu den Protozoen gestellt wurden. Drei jetzt zu den Bolboformen gestellte Taxa waren bereits früher als einkammerige benthische Foraminiferen beschrieben worden: *Lagena metzmacheri* Clodius, 1922 aus dem Miozän Mecklenburgs, *Lagena pisiformis* Margarel, 1968 aus dem Pliozän von Nord-Frankreich und *Lagena costairregularis* Toering & Voorthuysen, 1973 aus dem Pliozän der Niederlande. Ferner beschrieb von Bülow (1960) "kalkschalige radiolarienähnliche Fossilien" aus den miozänen Sedimenten der Tongrube Hohen Woos (Mecklenburg), die jetzt als Bolboformen zu identifizieren sind. Ihre Besonderheiten, die sie von benthischen Foraminiferen unterscheiden, und auch ihre stratigraphische Wertigkeit blieben damals jedoch unerkannt. Erst nach der Neuinterpretation von Daniels und Spiegler (1974) wurde dieser neuen Fossilgruppe mehr Beachtung geschenkt, da sie sich zunehmend als stratigraphisch wertvolle Indexfossilien erwiesen. Eine Zusammenfassung über den derzeitigen Kenntnisstand geben Spiegler und Daniels (1991). Die generellen Aussagen zur stratigraphischen Wertigkeit der Bolboformen wurden für das Neogen des Nord-Atlantiks durch Korrelationen zur Nannoplankton- und Magnetostratigraphie präzisiert (Spiegler und Müller 1992). Eine überarbeitete globale Biostratigraphie aufgrund von *Bolboforma* ist in Vorbereitung (Spiegler & Grützmaker, in Vorb.) und liegt als Kurzfassung dem Abschlußbericht zum Forschungsvorhaben "Weltweite biostratigraphische Gliederung des marinen Känozoikums aufgrund von *Bolboforma*" (Thiede et al. 1992) bei.

Nach dem heutigen Kenntnisstand sind Bolboformen 70-250 µm große subsphärische Mikrofossilien, die variabel ornamentierte kalkige Gehäuse und Zysten ausbilden. Ihr kalkiges Gehäuse wird aus Niedrig-Mg-Calcit aufgebaut. Mikroskopische Untersuchungen der Schalenbruchstücke unter polarisiertem Licht zeigen, daß sie unter gekreuzten Nicols optisch als Einkristalle reagieren. Sie werden jetzt als Protophyten zu den Algen (?) gestellt. Insgesamt sind 55 Arten bekannt. Mit ihrer Hilfe sind nichttropische känozoische marine Sedimente des obersten Unter-Eozäns bis Ober-Pliozäns in 14 Zonen zu gliedern. Rezente Bolboformen wurden bislang nicht beobachtet. Ihr überwiegend auf mittlere und hohe Paläo-Breiten beschränktes biogeographisches Vorkommen läßt den Schluß zu, daß Bolboformen an temperierte Wassermassen gebunden waren. Sollten sie sich als Indikatoren für niedrige Wassertemperaturen erweisen, dann liegt in ihrer Analyse Potential für die Lösung differenzierter paläo-ozeanologischer Fragestellungen.

Da Bolboformen nur fossil vorkommen, müssen ihre ökologischen Parameter aus Indizien abgeleitet werden. Nährstoffangebot und Temperatur sind die Hauptparameter, die das Vorkommen von Organismen generell steuern. Sollten Bolboformen Algen sein, dürfte auch das Licht einen entscheidenden Einfluß haben. Hinweise, daß bei *Bolboforma* die Temperatur das Vorkommen regelt, ergeben sich aus der biogeographischen Verteilung von *Bolboforma* in Raum und Zeit, ferner aus der Analyse der sie begleitenden Fossilgemeinschaften und aus ihrem Verhalten an sogenannten thermischen Schwellen des Tertiärs.

Folgenden Fragen soll nachgegangen werden:

- * Lassen sich aufgrund der Verbreitung von Bolboformen in Raum und Zeit Aussagen über ihre ökologischen Ansprüche gewinnen?
- * Können die paläo-geographischen Verbreitungsmuster Hinweise zur Lebensweise der Bolboformen geben? Waren Bolboformen planktisch oder benthisch lebende Organismen?
- * Welche Umweltparameter führten zur beobachteten Verbreitung, zum Rückgang und zum Erlöschen der Gattung?
- * Läßt sich die paläo-geographische Verbreitung der Bolboformen mit der anderer Fossilgruppen in Beziehung setzen und zu welchen Gruppen standen sie in Vikarianz?
- * Wird das Vorkommen von *Bolboforma* von der Wassertemperatur gesteuert?
- * Lassen sich mit Hilfe der Bolboformen Aussagen über (relative) Wassertemperaturen und deren Schwankungen in der Zeit gewinnen?
- * Sind durch quantitative Analysen Unterschiede in absoluten *Bolboforma*-Häufigkeiten zu ermitteln und sind diese abhängig von der jeweiligen paläo-geographischen Position?
- * Wie sind Häufigkeitsschwankungen von *Bolboforma* im Sediment zu erklären?

2. MATERIAL UND METHODEN

Bolboformen kommen sowohl in Sedimenten des Pelagials als auch in solchen des Schelfes und der unmittelbaren Küsten vor. Sie konnten aus unverfestigten kalkigen bis leicht kieseligen Schlämmen, aus Kalken mit und ohne kieseliger Komponente und aus Mergeln und Tonmergeln mit und ohne Schluff- und Feinsandanteilen isoliert werden. In Tonen und Sanden wurden sie nur vereinzelt beobachtet. Meist sind Bolboformen vergesellschaftet mit planktischen und /oder benthischen Foraminiferen, Diatomeen und Radiolarien, aber auch und besonders mit kieseligem und kalkigem Nannoplankton.

Um einen ersten Überblick über die *Bolboforma*-Führung in marinen Sedimenten des Tertiärs zu erlangen, wurde auf geschlämmte Proben des DSDP/ODP (Deep Sea Drilling Project / Ocean Drilling Program) Reference Centers im Naturhistorischen Museum Basel zurückgegriffen. Insgesamt wurden im Reference Center 164 DSDP/ODP -Bohrungen mit mehr als 1000 Proben

durchmustert. In 205 Proben von 30 DSDP/ODP Bohrungen konnten Bolboformen beobachtet werden. Die Probenabstände innerhalb der Profile betrugen ca. 5 - 10 m.

Diese Daten, zusammen mit den bereits publizierten Vorkommen von Bolboformen in weiteren 59 DSDP/ODP Bohrungen, ergaben einen globalen Überblick über das Auftreten von Bolboformen in Raum und Zeit.

Für spezielle Untersuchungen wurden dichtere Probenserien von 5 Bohrungen mit ca. 500 Proben im DSDP/ODP Repository der Texas A & M University in College Station angefordert (Tab. 1). Pro Kernsektion (1.5 m) wurde mindestens 1 Probe entnommen.

Tab.1: Kenndaten der eingehender bearbeiteten DSDP Bohrungen

Leg (DSDP)	Bohrung	Geographische (Breite)	Position (Länge)	Wassertiefe (m)
29	277	52°13.43'S	166°11.48'E	1214
90	590 B	31°10.02'S	165°21.51'E	1300
90	592	36°28.40'S	165°26.53'E	1088
90	593	40°30.47'S	167°40.47'E	1068
90	594	45°31.41'S	174°56.88'E	1204

Diese Proben wurden nach dem in Abb. 1 dargestellten Schema bearbeitet. Nach dem Gefriertrocknen der Ausgangsprobe von ca. 20 cm³ wurde deren Gesamtrockengewicht bestimmt und die Probe durch Schlämmen in eine Fein- (< 63 µm) und eine Grobfraktion (> 63 µm) geteilt. Die Grobfraktion wurde bei 40°C getrocknet, gewogen und unter dem Binokular auf *Bolboforma* durchgesehen.

Um zu prüfen, ob Bolboformen auch in der Fraktion < 63 µm vorkommen, wurde von einigen an Bolboformen besonders reichen Proben mit einer Gaze von 20 µm Maschenweite die Ton- und Feinsiltfraktion von der Mittel- und Grobsiltfraktion abgetrennt. Auch diese Teilproben wurden getrocknet und anschließend unter dem Elektronenmikroskop auf *Bolboforma* untersucht. In der Fraktion < 63 µm wurden keine Bolboformen gefunden.

Die Proben der Fraktion > 63 µm wurden mit dem Probenteiler gesplittet und 1-2 Schüttungen unter dem Binokular auf *Bolboforma* ausgelesen. Die Häufigkeiten wurden auf absolute Werte in g⁻¹ der Fraktion > 63 µm hochgerechnet. Die erste taxonomische Zuordnung erfolgte mit Hilfe des Binokulars. Für eingehendere Untersuchungen, besonders der Individuen mit < 150 µm Durchmesser, wurde das REM herangezogen. Die Herstellung der REM-Präparate erfolgte nach folgendem Verfahren: nach dem Erhitzen von etwa 0.5 cm² großen Aluminium-Plättchen wurde eine geringe Menge TEMPFIX, ein lösungsmittelfreies, hochvakuumfestes Harz, unter leichtem Druck aufgetragen und mit einem Spatel abgestrichen, so daß eine ebene Oberfläche

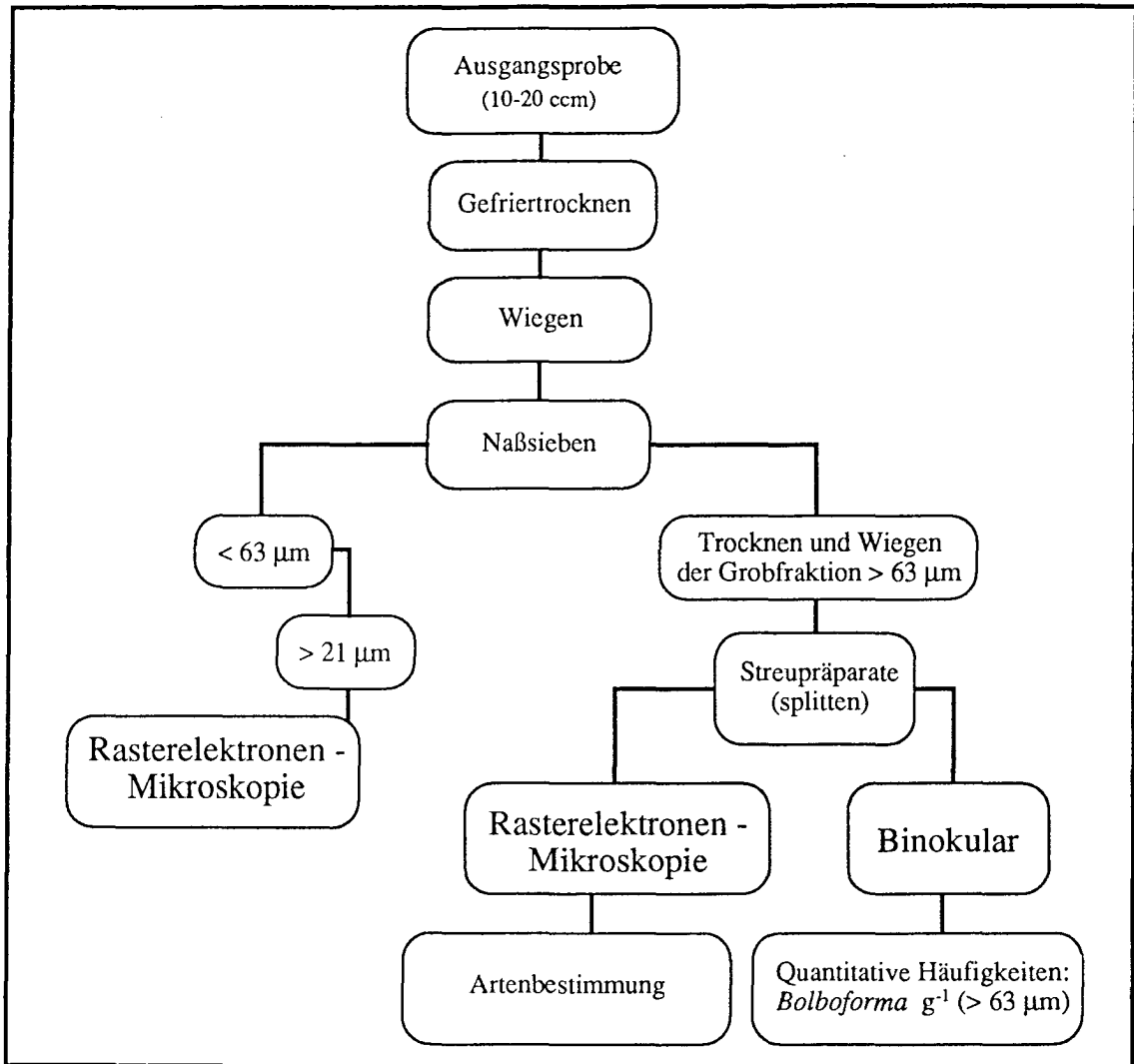


Abb. 1: Schema der Proben-Aufbereitung und -Bearbeitung

entstand. Nach dem Abkühlen der beschichteten Plättchen wurden die zu untersuchenden Bolboformen unter dem Binokular mittels einer Nadel auf dem Plättchen plziert. Durch erneutes Erwärmen der Al-Plättchen verflüssigte sich das Harz und die Partikel wurden durch die nun wirkenden Klebeeigenschaften des Harzes fest mit dem Al-Plättchen verbunden. Mit Hilfe von klebefähigem LEIT-C konnte das Al-Plättchen anschließend auf einem REM-Objektträger befestigt werden. Die Bedampfung der REM-Präparate erfolgte zunächst mit Kohle und anschließend mit Gold-Palladium.

3. VERBREITUNG VON *BOLBOFORMA* IN RAUM UND ZEIT

3.1. Kenntnisstand

Nach der Einführung von *Bolboforma* (von Daniels & Spiegler 1974) und dem dort aufgezeigten Vorkommen im Miozän bis Oligozän NW-Deutschlands häuften sich die Meldungen über ihr Vorkommen in tertiären Sedimenten. Willems (1976) beschrieb Bolboformen aus dem oberen Miozän von Belgien; Odrzywolska-Bienkova (1976) aus dem mittleren Miozän von Polen; Rögl & Hochhuli (1976) meldeten sie aus dem Miozän der Bellingshausen See (Antarktis) und Bizon et al. (1977) aus dem mittleren Miozän des Mediterrans (DSDP 42A-372). Damit zeichnete sich ihre regional breit gestreute Verbreitung bereits frühzeitig ab. Vor allem wurde ihr Vorkommen in den neogenen Sedimenten der DSDP Bohrungen des Nord-Atlantiks immer wieder beobachtet (Murray 1979, 1984, 1987; Müller et al. 1984; Echols 1985; Powell 1986). Poag & Karowe (1986, 1987) dokumentierten alle bis dahin publizierten Vorkommen von *Bolboforma* und ergänzten sie durch neue eigene Beobachtungen. Danach lag der Schwerpunkt der Verbreitung von *Bolboforma* nördlich 30°N im atlantischen und europäischen Raum, sowie im östlichen Nordamerika. Aber zwei Fundpunkte (DSDP 35-325, Bellingshausen See und DSDP 90-592, Lord Howe Rücken) dokumentierten ihre Verbreitung auch auf der Südhalbkugel. Als stratigraphische Reichweite gaben Poag & Karowe (1986) Ober-Eozän bis Unter-Pliozän an. Spiegler & Daniels (1991) gaben eine Zusammenfassung über das geographische und stratigraphische Vorkommen von *Bolboforma*, einschließlich der Definition von 14 *Bolboforma*-Zonen. Als bekannte Reichweite wurde mittleres Eozän bis frühes Pliozän angegeben. Die bipolar vornehmlich auf temperierte Breiten beschränkte geographische Verteilung wurde dokumentiert. In Spiegler & Müller (1992) wurde der Bezug der neogenen *Bolboforma*-Zonen zu der Nannoplankton-Stratigraphie im Nord-Atlantik dargestellt und die Alter der Zonengrenzen wurden über Korrelation zur Paläomagnetik von DSDP-Bohrung 94-608 ermittelt.

Bisher war es ein Hauptanliegen der Forschung, das stratigraphische Potential der Bolboformen zur Gliederung des Känozoikums zu nutzen. Bei der Durchsicht der Profile auf Bolboformen fiel aber auf, daß sowohl ihre Dominanz als auch ihre Diversität beträchtlichen Schwankungen unterworfen sind, die vielleicht ökologisch gesteuert sein könnten. Untersuchungen, die zur Klärung der paläoökologischen Ansprüche der Bolboformen beitragen und somit auch indirekt einen Beitrag zu Paläoozeanographie liefern können, sind bislang aber vernachlässigt worden. Dieser Aspekt wird in vorliegender Arbeit seine besondere Berücksichtigung finden.

3.2. Datenbank

Die hier erarbeitete Verteilung von *Bolboforma* in Raum und Zeit basiert auf der Analyse von 223 känozoischen Profilen des DSDP/ODP Bohrprogrammes. In 84 Profilen konnten Bolboformen in pelagischen Sedimenten des unteren Eozän bis zum unteren Pliozän beobachtet

werden. Die paläogeographische Verteilung von *Bolboforma* wurde kartiert. In neun Karten ist das Vorkommen von *Bolboforma* in unterschiedlichen Zeitintervallen dargestellt. Als Basiskarten dienen Weltkarten, die aus palinspastischen plattentektonischen Modellen des POMP (paleoceanographic mapping program) entwickelt wurden (Lawver et al. 1992, Royer et al. 1992). Für die Abgrenzung der Nebenmeere wurden diese Karten anhand der Rekonstruktionen von Barron et al. (1981) und Ziegler (1988) ergänzt.

Im Rahmen des Pomp Programms wurden Weltkarten rekonstruiert, die die Entwicklung der Plattenkonfiguration der letzten 150 my in Zeitscheiben von 10 my aufzeigen. Ausgehend von den geographischen Positionen der Bohrungen der Karte 1, die die heutige plattentektonische Konfiguration darstellt, wurden die Paläopositionen der auf das Vorkommen von *Bolboforma* untersuchten Bohrungen in den unterschiedlichen Zeitintervallen (Karte 2-10) ermittelt und zwar durch ihre Zuordnung zu den sich verändernden charakteristischen paläo-magnetischen Signalen und zu eindeutig in der Zeit zu verfolgenden Transformstörungen. Offene Kreise markieren in den Karten Fundpunkte ohne *Bolboforma*. Punkte kennzeichnen *Bolboforma*-Vorkommen, auch wenn nur in einer einzigen Probe des untersuchten Profils Bolboformen beobachtet wurden.

Zur stratigraphischen Einstufung wurden die für die DSDP/ODP Bohrungen publizierten paläomagnetischen Daten und die Biostratigraphie nach kalkigem Nannoplankton und nach planktonischen Foraminiferen verwendet. Die Alterszuordnung erfolgte nach Berggren et al. (1985). Im Anhang I und II sind die geographischen Positionen, die untersuchten Kernsequenzen der bearbeiteten Bohrprofile sowie die tabellarische Arten-Auflistung aller bislang dokumentierten DSDP/ODP *Bolboforma* - Fundpunkte aufgeführt.

3.3. Geographische Verbreitung

Karte 1 zeigt, unabhängig von ihrem stratigraphischen Auftreten, das allgemeine geographische Vorkommen von *Bolboforma*. Diese Fossilgruppe besiedelte bevorzugt die temperierten und kalten Meere in Breiten über 30° und zwar sowohl die der nördlichen als auch die der südlichen Hemisphäre. Eine Ausnahme bilden die Vorkommen von Bolboformen im mittleren Miozän des tropischen Westpazifiks und im Ober-Miozän der Karibik.

Karte 2 dokumentiert das bisher bekannte älteste Vorkommen von *Bolboforma* im frühen Eozän. Dieser Darstellung liegen Untersuchungen an 16 DSDP Profilen aus dem oberen Unter-Eozän bis unteren Mittel-Eozän zugrunde (58-45 Ma). Die ältesten Bolboformen wurden in Probe DSDP 29-277-43-2, 52-55 cm (436,53 mbsf = meter below sea floor) im SW-Pazifik auf dem Campbell Plateau gefunden, die der Nannoplankton Zone NP 11 zugeordnet wird.

Karte 3 zeigt die Verbreitung von *Bolboforma* im späten Mittel-Eozän (45-41 Ma), die mit Hilfe von 31 DSDP/OPD Bohrungen rekonstruiert wurde. Bolboformen sind auf der südlichen

Hemisphäre, südlich 50°S, verbreitet. Hier sind sie in 8 Bohrprofilen dokumentiert. In mittleren und niedrigen Breiten sowie in hohen Breiten der nördlichen Hemisphäre konnten sie jedoch nicht beobachtet werden.

Karte 4 gibt die geographische Verteilung von *Bolboforma* im späten Eozän (41-34 Ma) wieder. Zum ersten Mal dokumentiert sich die bevorzugte bipolare Besiedlung von *Bolboforma* in hohen und mittleren Breiten. Die Rekonstruktion der *Bolboforma*-Verbreitung erfolgte nach Bearbeitung von 36 DSDP/ODP Bohrungen. 18 von ihnen liegen in niedrigen Breiten und in ihren Sedimenten wurden keine Bolboformen beobachtet. Im Nord-Atlantik wurden die obereozänen Sedimente von 5 Bohrungen durchmustert, in 4 Profilen waren Bolboformen vertreten. Der mit einem Punktraster gekennzeichnete Bereich dokumentiert die weiträumige latitudinale Verbreitung von *Bolboforma* in hohen und mittleren südlichen Breiten.

Karte 5 zeigt die Verbreitung von *Bolboforma* im frühen Oligozän (34-31 Ma). 38 DSDP/ODP Bohrungen bilden die Datenbasis. Von den 13 Profilen auf der südlichen Hemisphäre enthalten 6 Bolboformen. Es ist auffällig, daß in den am südlichsten lokalisierten Profilen Bolboformen im frühen Oligozän fehlen. In den einige Breitengrade nördlicher gelegenen Profilen sind sie aber, dokumentiert durch ein schmales Punktraster, nachzuweisen. Es zeigt sich aber, daß auch nördlich 45°S keine Bolboformen mehr vorkommen. Nur die Daten aus 4 Bohrungen in mittleren Breiten des Nord-Atlantiks standen für die Darstellung dieses Zeitabschnittes zur Verfügung. Lediglich an der westlichen Seite des Nord-Atlantiks konnten Bolboformen nachgewiesen werden.

Diese Beobachtungen belegen die, im Vergleich zum späten Eozän, auf beiden Hemisphären regional stark eingeschränkte biogeographische Verbreitung von *Bolboforma* im frühen Oligozän.

Karte 6 gibt die Verbreitung von *Bolboforma* im späten Oligozän (31-23.5 Ma) wieder. In nur 6 der insgesamt 53 untersuchten Profile mit oberoligozänen Sedimenten sind Bolboformen zu beobachten gewesen. Auf der Südhemisphäre (DSDP Bohrung 29-277 und ODP Bohrung 114-704) kommen sie nur in dem kurzen Zeitintervall zwischen 30-28 Ma vor. In 32 weiteren Bohrungen, die in niedrigen Breiten abgeteuft wurden, fehlten sie.

Es ist hervorzuheben, daß trotz einiger *Bolboforma*- Fundpunkte im Nord-Atlantik auch in diesen Profilen (DSDP Bohrungen 12-116, 81-552A, 82-563 und 94-608) Bolboformen sehr selten sind, so daß vermutet werden kann, daß für das Vorkommen der Bolboformen das späte Oligozän eine ungünstige Zeit gewesen war.

Karte 7 stellt die Verbreitung von *Bolboforma* im frühen Miozän (23.5-16.5 Ma) dar. Ähnlich wie im späten Oligozän konnten auch im frühen Miozän nur an wenigen Lokationen

Bolboformen dokumentiert werden. Lediglich in 8 der 64 untersuchten Profile wurden sie gefunden. Auf der Südhalbkugel konnte nur im unteren Miozän hoher Breiten, der Bellingshausen See in DSDP 35-325 (Rögl & Hochuli 1976) und auf dem Kerguelen Plateau in ODP 120-751A (Mackensen & Spiegler 1992), *Bolboforma* dokumentiert werden. Mit dem Fundpunkt in DSDP-Bohrung 18-178 kann erstmals belegt werden, daß Bolboformen auch in den mittleren Breiten des Nord-Pazifiks verbreitet waren. Insgesamt gesehen waren Bolboformen im frühen Miozän selten. An den Fundpunkten im Nord-Atlantik traten sie meist nur horizontweise und in geringen Häufigkeiten auf. Einzig in der DSDP Bohrung 12-116 wurden im unteren Miozän längere Profilabschnitte gefunden, in denen sie häufiger vorkommen.

Karte 8 zeigt die gut dokumentierte Verbreitung von *Bolboforma* im mittleren Miozän (16.5-10.5 Ma). In 40 der 78 untersuchten Bohrungen befanden sich Bolboformen. Sie hatten ihre Hauptverbreitung bipolar nördlich und südlich des 30. Breitengrades. Aber auch in niedrigen Breiten des SW-Pazifiks waren sie verbreitet, wie der Fundpunkt in DSDP Bohrung 16-155 auf dem Coiba Rücken vor Panama (Spiegler & Daniels 1991) und der neue Beobachtungspunkt DSDP 16-158 auf dem Cocos Rücken belegen. Doch bleiben solche Beobachtungen die Ausnahme, denn in weiteren 26 durchmusterten Bohrungen aus niedrigen Breiten konnten für diesen Zeitabschnitt keine weiteren Vorkommen festgestellt werden. Das bekannte und gut dokumentierte Verbreitungsareal der Bolboformen auf der Südhalbkugel (Spiegler & Daniels 1991; Mackensen & Spiegler 1992) kann mit den neu gefundenen Fundpunkten nach Norden erweitert werden: die neuen *Bolboforma*-Fundpunkte im Indischen Ozean (DSDP 81-252, 81-254), im Süd-Atlantik (DSDP 40-360, ODP 114-704B) und im SW-Pazifik (DSDP 21-206, 90-590B, 90-593 und 90-594) liegen in mittleren Breiten.

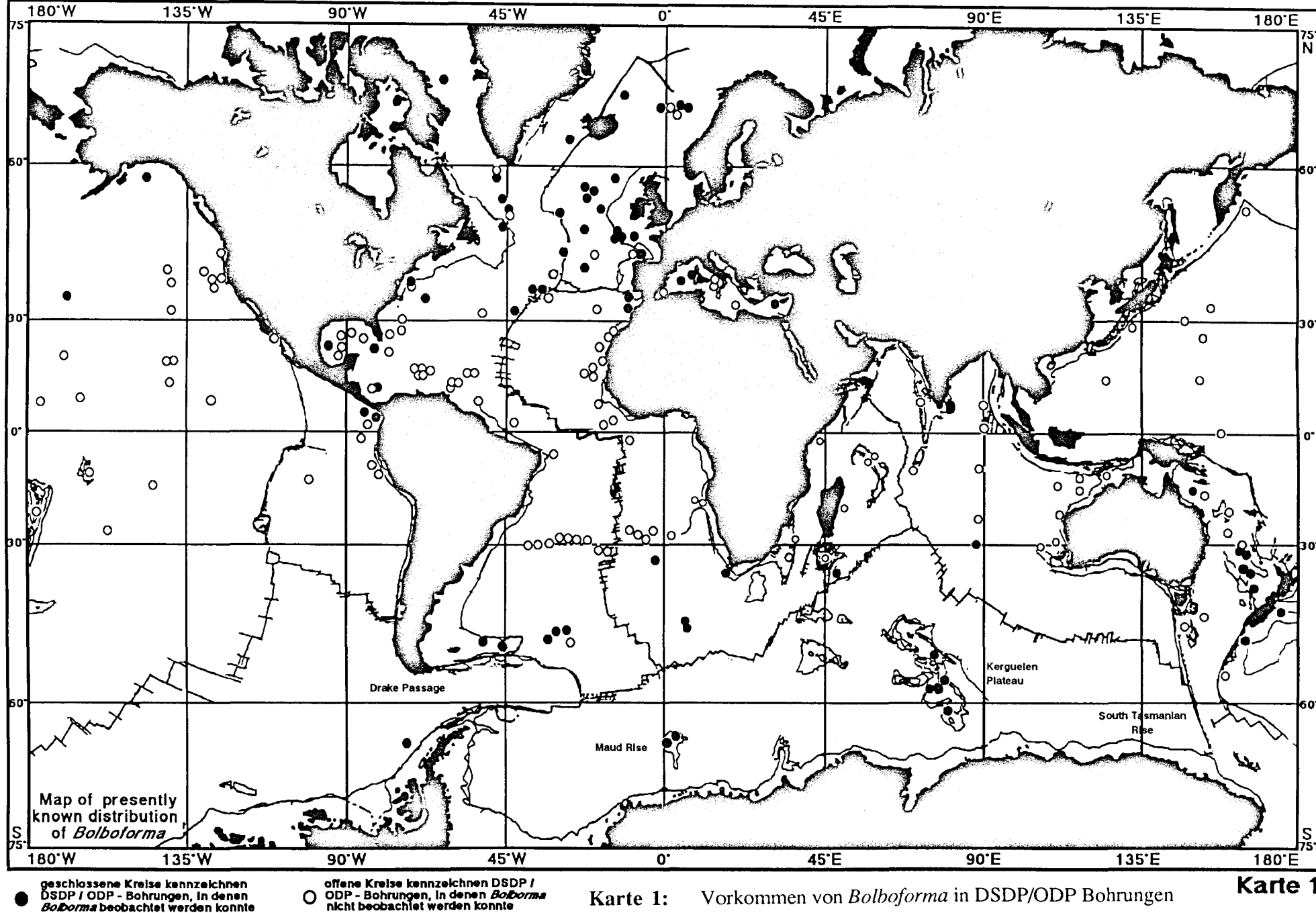
Karte 9 stellt die Verbreitung von *Bolboforma* im späten Miozän (10.5-5.3 Ma) dar. 104 DSDP/ODP-Bohrungen mit obermiozänen Sedimenten wurden durchmustert. In 43 der in den unterschiedlichsten Meeresgebieten abgeteufte Bohrungen wurden Bolboformen beobachtet. Die meisten Beobachtungen von Bolboformen im späten Miozän liegen im Nord-Atlantik. Ihr Auftreten in obermiozänen Sedimenten der DSDP Bohrung 32-310 belegt darüber hinaus ihre Verbreitung auch im Nord-Pazifik und Funde bei DSDP 16-155 und 68-502 zeigen, daß Bolboformen damals auch östlich und westlich der Landenge von Panama ihre Verbreitung in niedrigen Breiten hatten. Das Besiedlungsareal der Bolboformen auf der Südhalbkugel ist im späten Miozän ähnlich wie im mittleren Miozän. Die früheren Beobachtungen (Spiegler & Daniels 1991) konnten durch etliche neue Fundpunkte verdichtet werden.

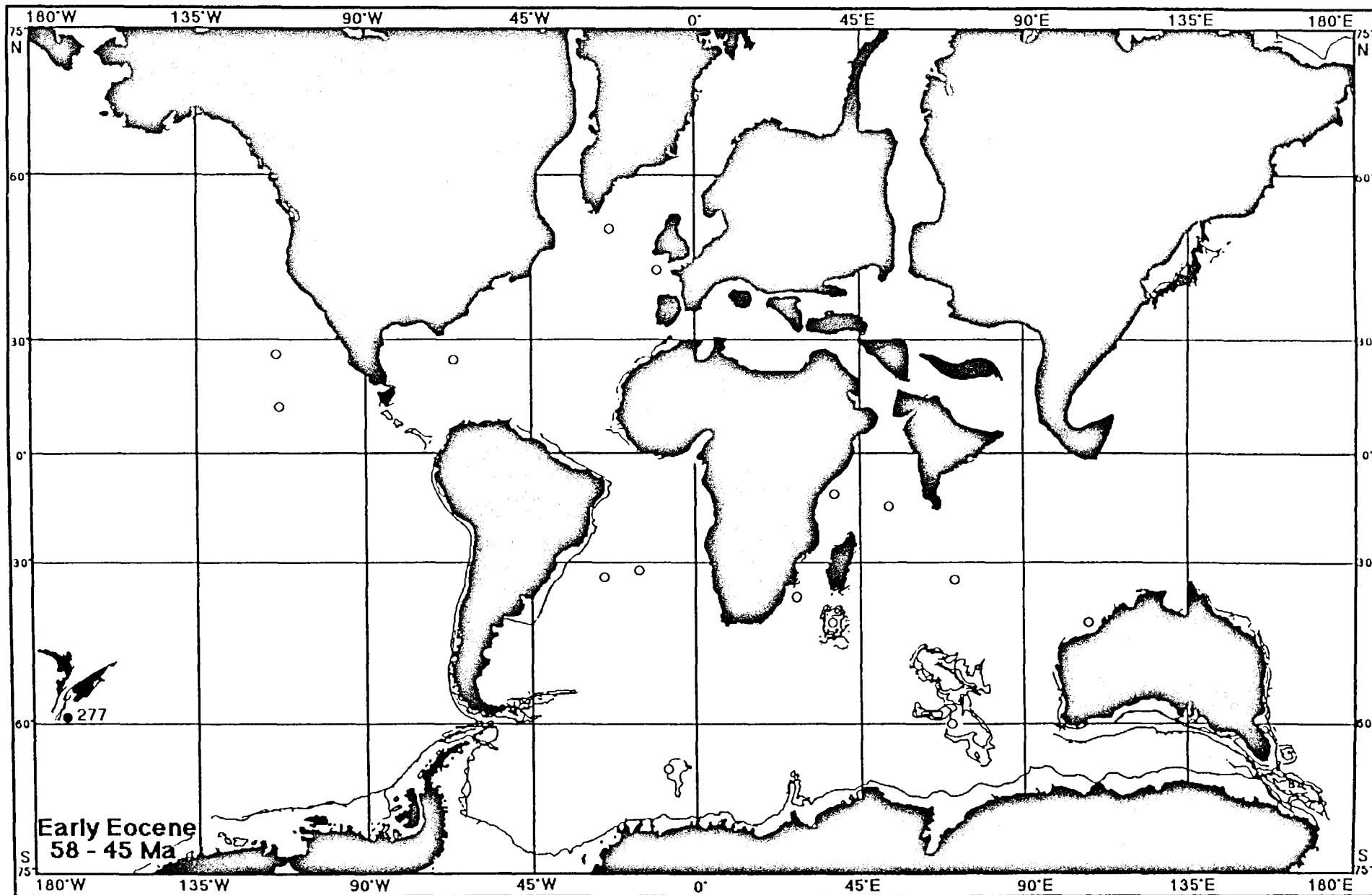
Karte 10 zeigt die Verbreitung von *Bolboforma* im frühen Pliozän (5.3-3.5 Ma). Ein dramatischer Rückzug ist in ihren Vorkommen zu vermerken. Bolboformen fehlen auf der

Südhalbkugel und sind nur noch im nördlichen Nord-Atlantik zu finden. Bei 81 untersuchten Bohrungen konnten sie lediglich in den unterpliozänen Sedimenten von 13 Profilen nachgewiesen werden.

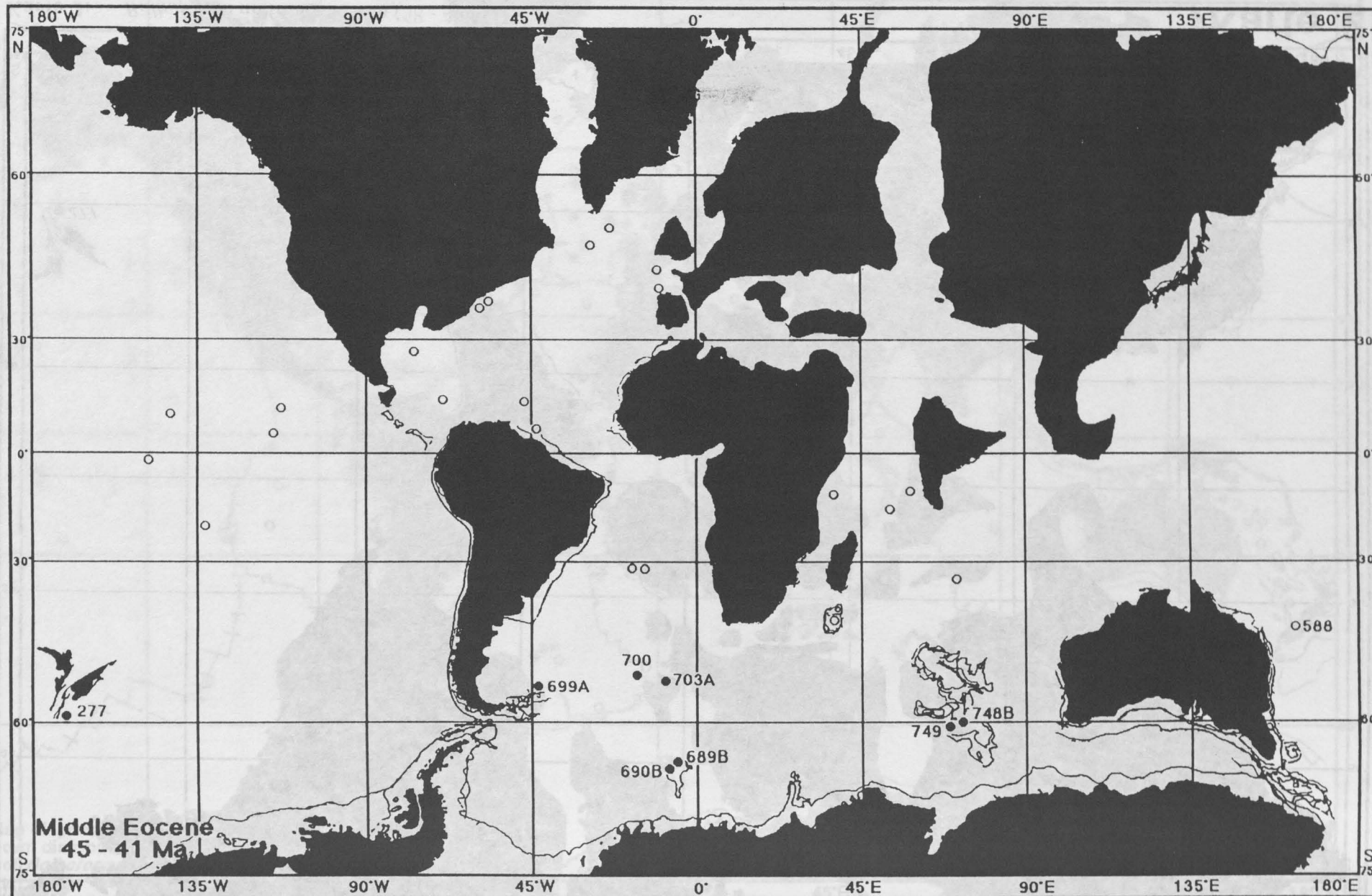
Zusammenfassend lässt sich über die weltweite Verbreitung der Bolboformen feststellen:

1. Das erste Auftreten von Bolboforma lag im späten Unter-Eozän bei ca 56 Ma B. P. auf dem Campbell Plateau im SW-Pazifik bei damals ca. 60° S.
2. Davon ausgehend wurde die Südhemisphäre besiedelt. Im mittleren Eozän stießen Bolboformen nach Norden bis in 50° S Breite vor.
3. Die Bolboformen migrierten kontinuierlich weiter nach Norden und im spätesten Eozän besiedelten sie in beiden Hemisphären die kühl-temperierten Breiten.
4. Im frühen Oligozän erfuhren die Besiedlungsareale auf beiden Hemisphären südliche und nördliche Einengungen, d.h. Bolboformen waren auf der Südhalbkugel nur noch zwischen 51° und 36°S und auf der Nordhalbkugel nur zwischen 54° und 38°N anzutreffen. Diese geographische Einengung dauerte bis ins späte Oligozän und ging einher mit einer Abnahme der Diversität.
5. Im frühen Miozän begann eine zweite Besiedlungswelle. Bolboformen stießen in den Meeren der Nordhalbkugel nach N und S vor und besiedelten auch den Nord-Pazifik.
6. Im mittleren und späten Miozän waren Bolboformen in hoher Diversität bipolar in mittleren und hohen Breiten allgemein präsent. Vereinzelt waren sie sogar im tropischen West-Pazifik und in der Karibik zu finden.
7. Im spätesten Miozän begann der geographische Rückzug und auch die Diversitäten verringerten sich. Im frühen Pliozän waren Bolboformen nur noch auf der Nordhalbkugel anzutreffen.
8. Im späten Pliozän waren Bolboformen nur noch ganz vereinzelt in mittleren Breiten der Nordhalbkugel zu finden, wobei es nicht sicher ist, ob es sich dabei nicht nur um Fundpunkte mit umgelagerten Individuen handelt.
9. Rezent wurden Bolboformen bisher nicht beobachtet.
10. Das biogeographische Verbreitungsgebiet der Bolboformen im Känozoikum lag seit dem späten Eozän bipolar hauptsächlich in mittleren und hohen Breiten.



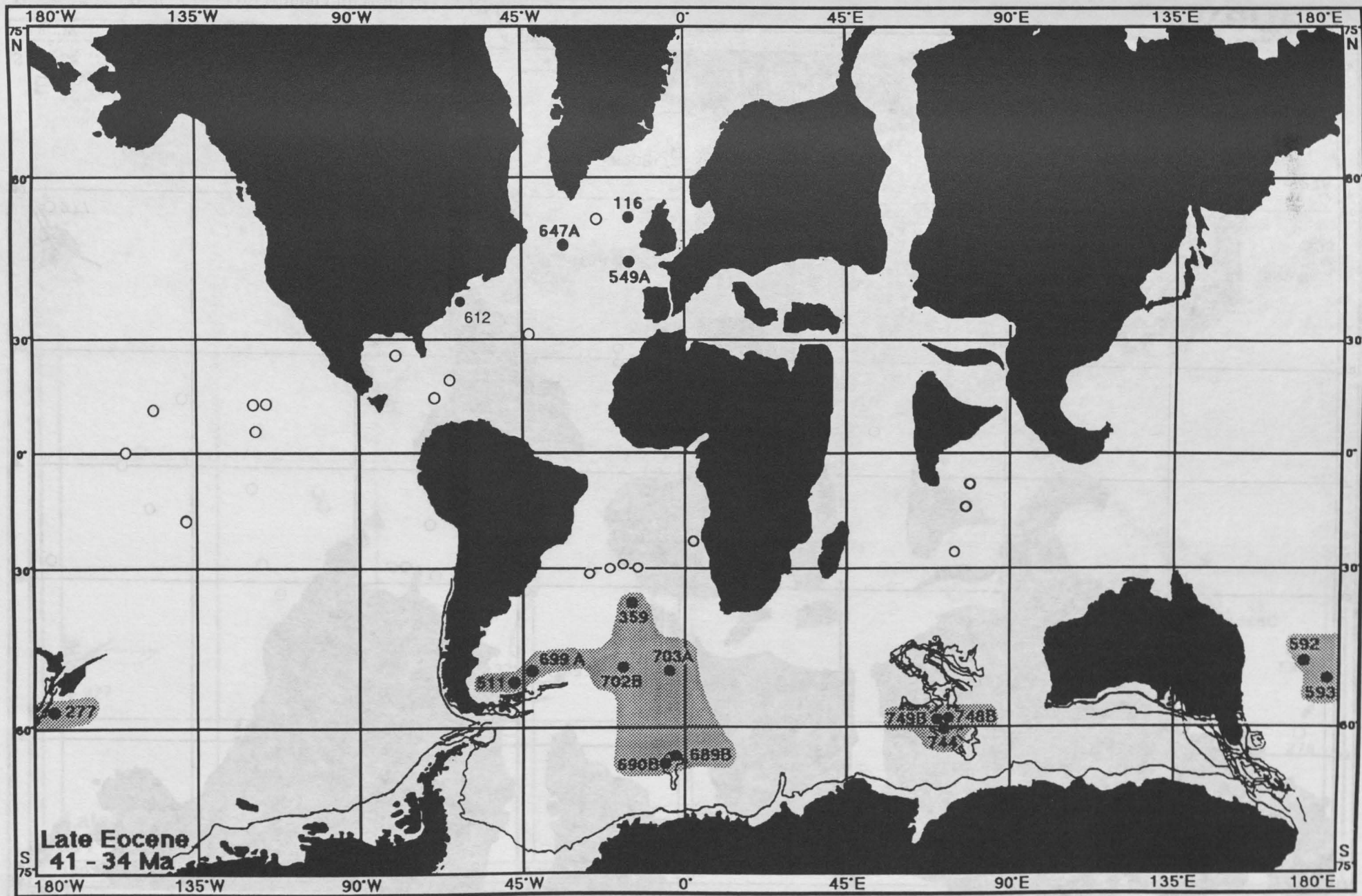


Karte 2: *Bolboforma* im frühen Eozän (58 - 45 Ma)

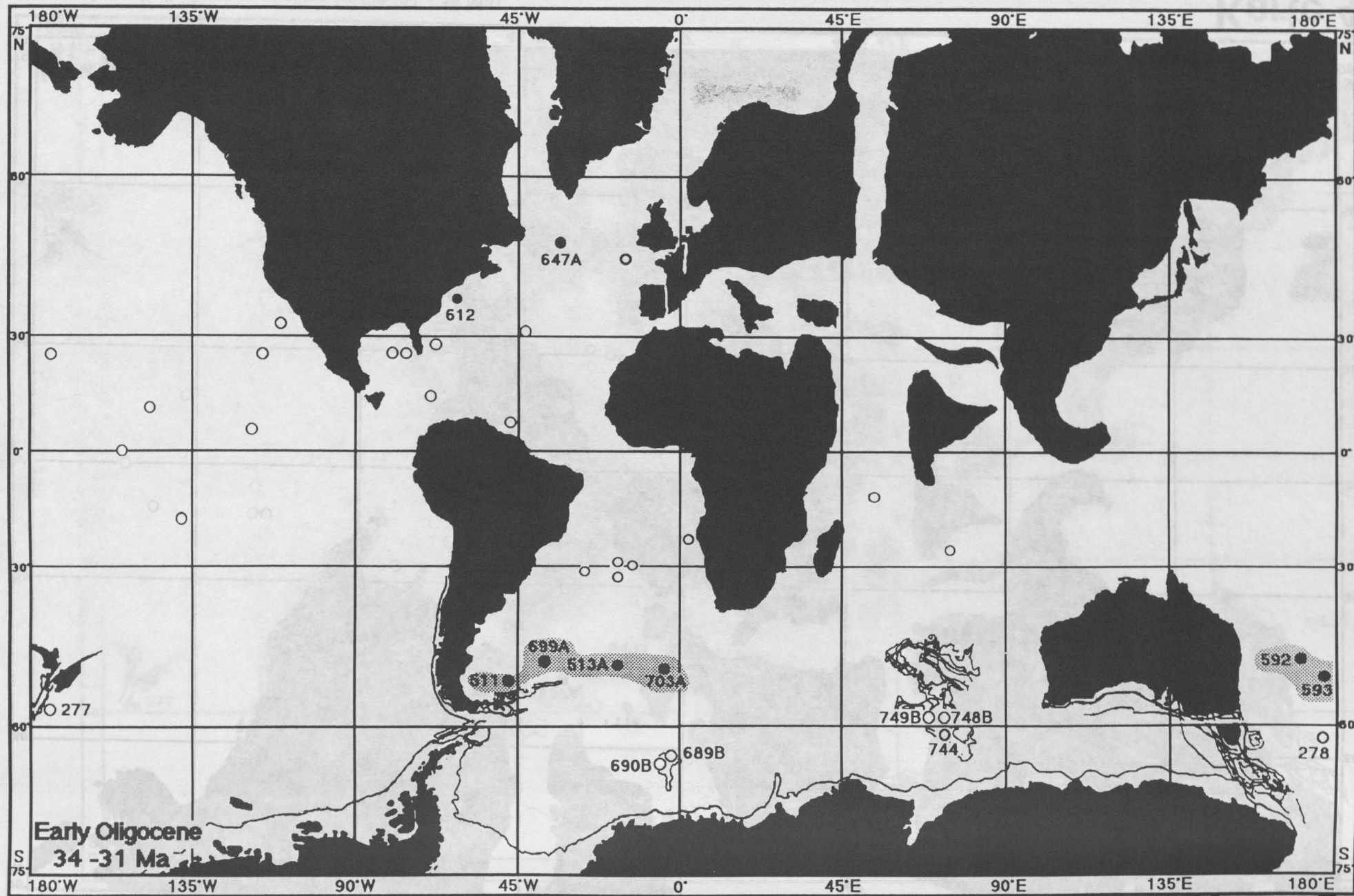


Karte 3: *Bolboforma* im späten Mittel-Eozän (45 - 41 Ma)

Karte 3

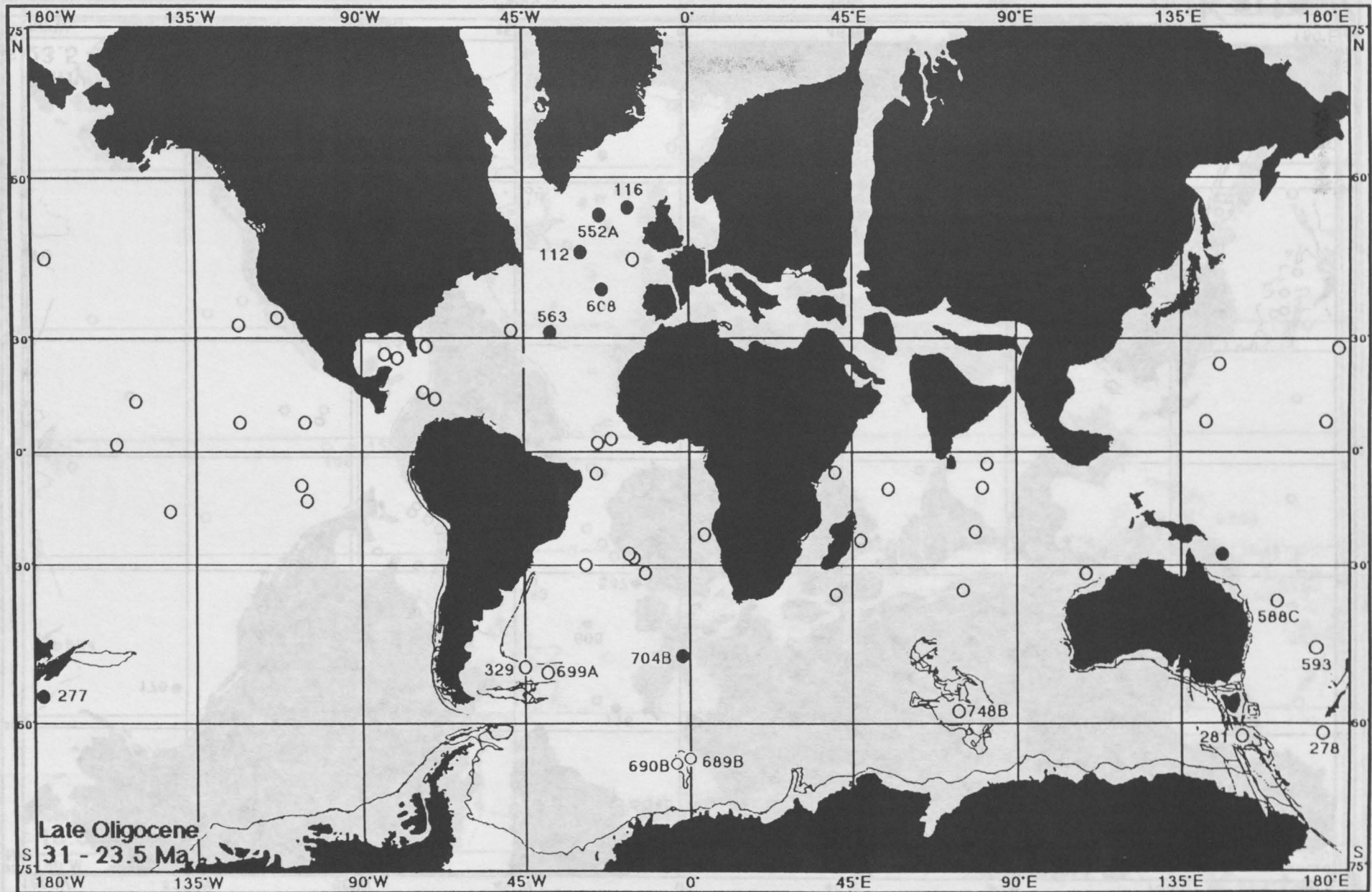


Karte 4: *Bolboforma* im späten Eozän (41 - 34 Ma)

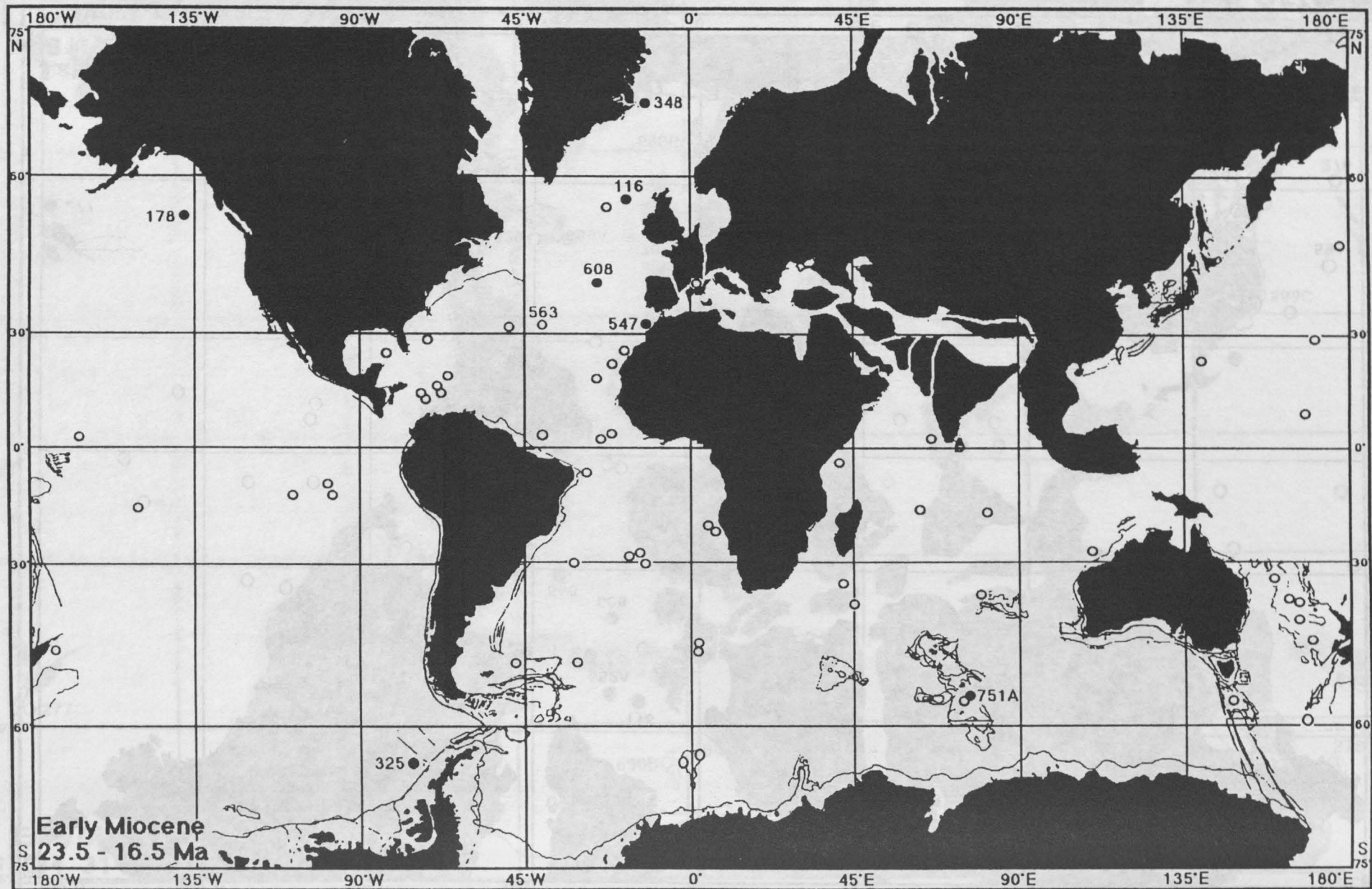


Karte 5: *Bolboforma* im frühen Oligozän (34 - 31 Ma)

Karte 5

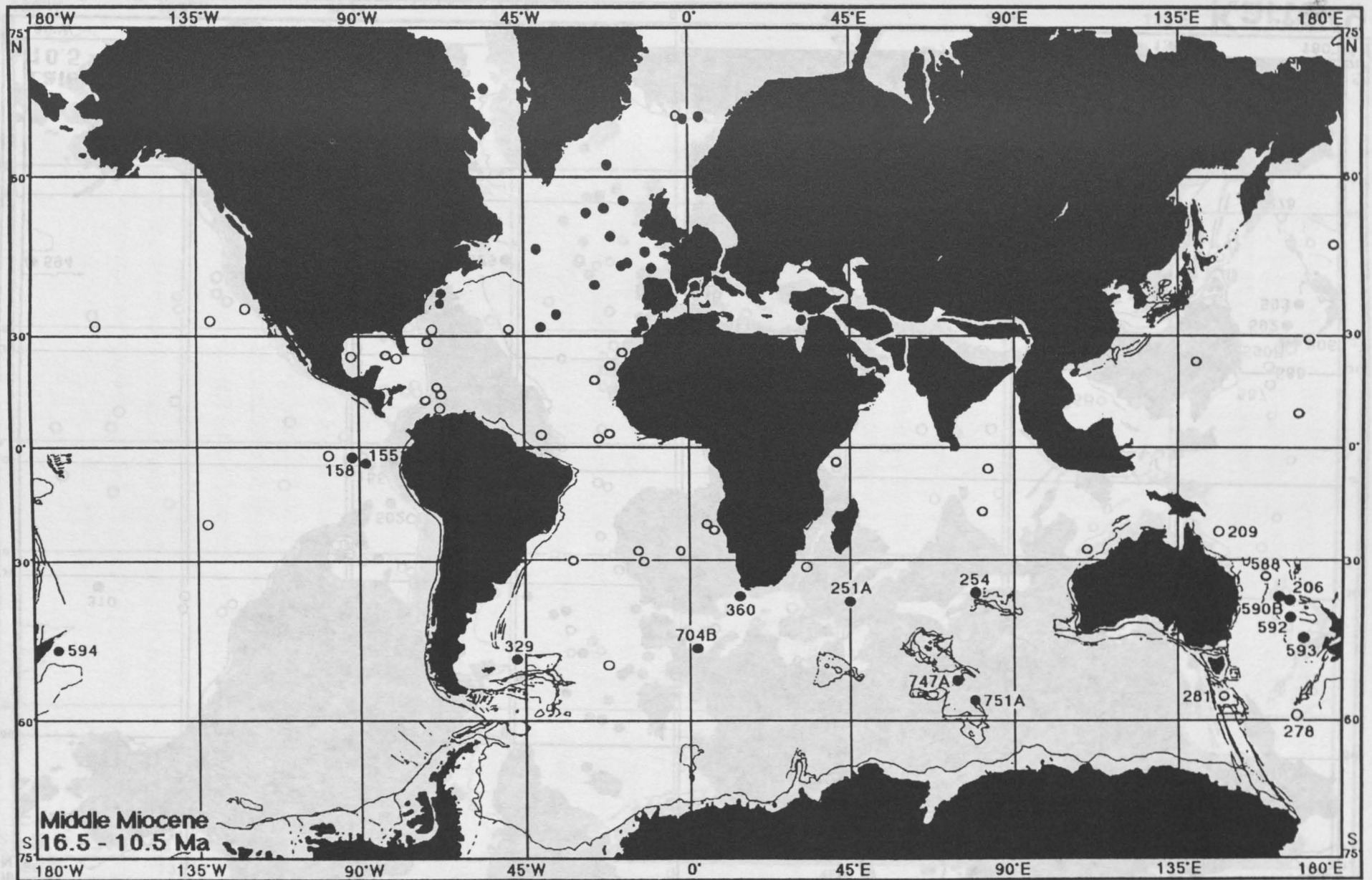


Karte 6: *Bolboforma* im späten Oligozän (31 - 23.5 Ma)



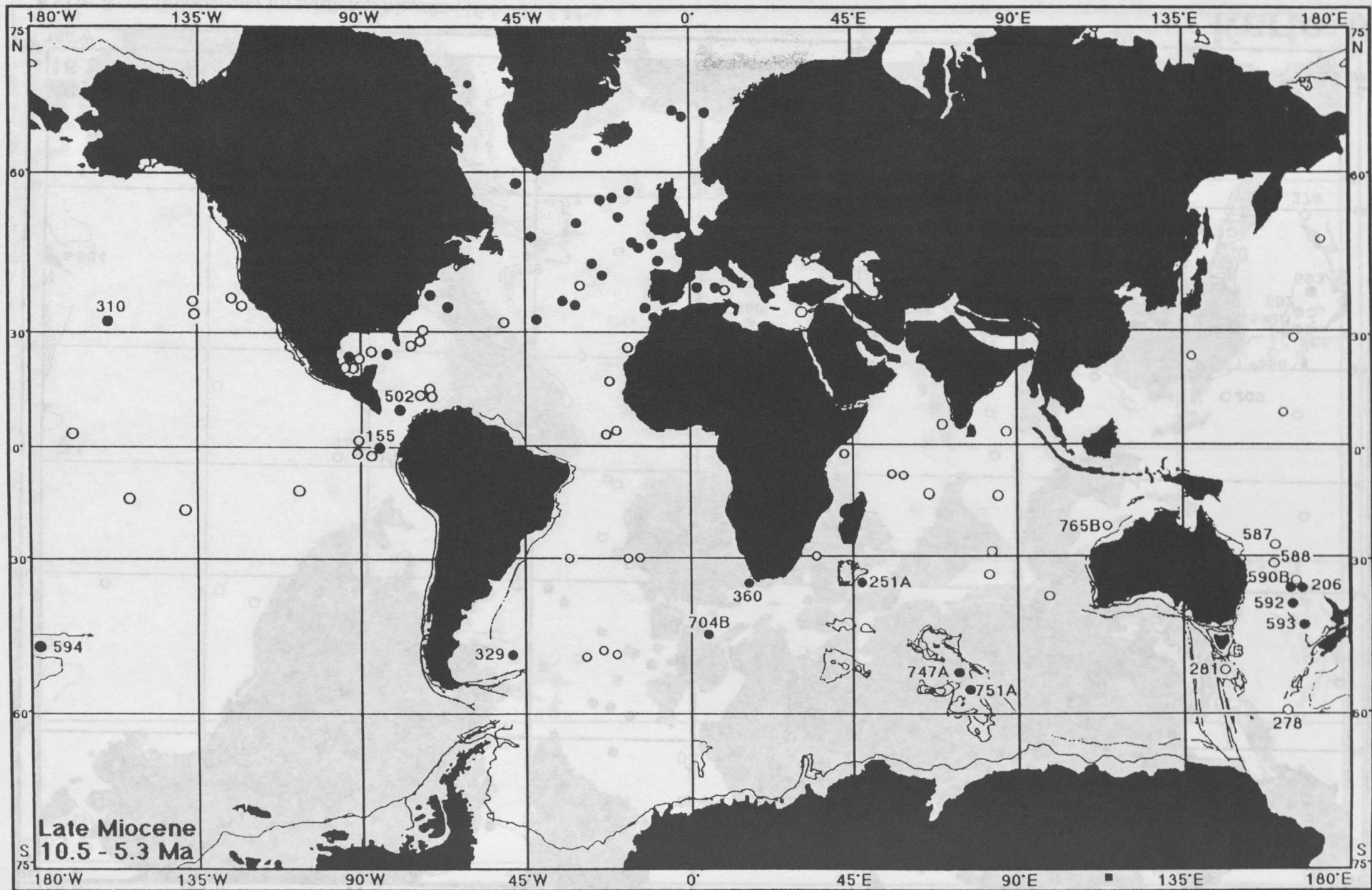
Karte 7: *Bolboforma* im frühen Miozän (23.5 - 16.5 Ma)

Karte 7

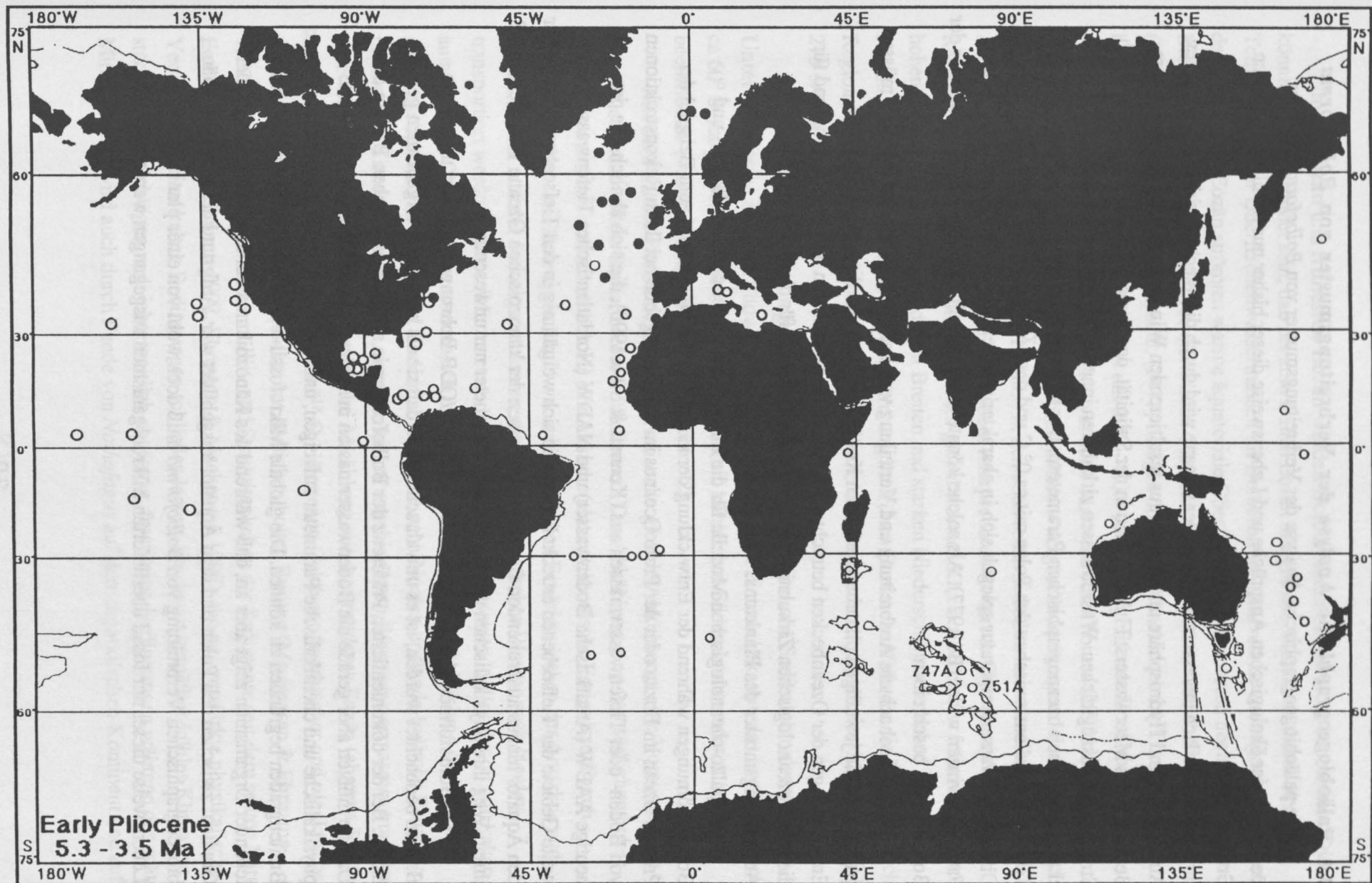


Karte 8: *Bolboforma* im mittleren Miozän (16.5 - 10.5 Ma)

Karte 8



Karte 9: *Bolboforma* im späten Miozän (10.5 - 5.3 Ma)



Karte 10: *Bolboforma* im frühen Pliozän (5.3 - 3.5 Ma)

Karte 10

3.4. Paläobiogeographische Analyse der Verbreitungsmuster von *Bolboforma*

Die paläobiogeographische Analyse der Verbreitungsmuster von *Bolboforma* soll zur Definition der ökologischen Ansprüche und Lebensweise dieser bisher nur fossil beobachteten Gruppe führen.

Die Oberflächenwasserzirkulation der Ozeane wird durch die Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre und Hydrosphäre und den daraus resultierenden Winden gesteuert, sowie aus dem Bestreben des Meerwassers, Fluktuationen in der Salinität, der Temperatur und der Dichte durch Strömungen auszugleichen. Wassermassen zirkulieren innerhalb von Frontensystemen mit charakteristischen ozeanographischen Parametern. Der heute zu beobachtende steile Temperaturgradient zwischen den Polen mit ca. 0° C und dem Äquator mit ca. 28° C Oberflächenwassertemperatur spiegelt sich in charakteristischen biogeographischen Floren- und Faunenprovinzen wider (Bé 1977). Als solche könnte man generell auch die Verteilungsmuster der Bolboformen beschreiben.

Für die beobachtete Ausbreitung und Verteilung von *Bolboforma* in Raum und Zeit müssen großräumig die jeweiligen plattentektonischen Konfigurationen und die topographischen Entwicklungen der Ozeanbecken betrachtet werden, denn diese waren und sind bestimmend für die paläo-ozeanologischen Zirkulationssysteme und damit auch für die generellen Ausbreitungsmuster des Planktons.

Die paläo-ozeanologischen Modelle für die Zirkulationsmuster der Oberflächen- und Bodenströmungen während der Entwicklung der känozoischen Ozeane, wie zum Beispiel der Proteus Ozean im Eozän oder der Proto Oceanus im Oligozän, gehen bei ihren Rekonstruktionen von Boden- oder Tiefenwassermassen aus (Kennett & Stott 1990), die sich ähnlich wie das heutige AABW (Antarktische Bodenwasser) und NADW (Nordatlantisches Tiefenwasser) über weite Gebiete der Tiefseeebenen erstreckt haben. Die sich weiträumig in den Tiefseeebenen auch über den Äquator hinaus ausbreitenden Bodenwassermassen der känozoischen Ozeane veränderten auf ihrem Weg ihre physikalischen und chemischen Parameter nur unwesentlich.

Da Bolboformen überwiegend nur in den DSDP/ODP-Bohrungen mittlerer und hoher Breiten beobachtet wurden, ist es unwahrscheinlich, daß sie als benthische Organismen gelebt haben. Bei der dokumentierten Präferenz der Bolboformen in mittleren und hohen Breiten der Ozeane müßten aber gerade die Bodenwassermassen in niederen Breiten deutlich veränderte physikalische und chemikalische Parameter aufzeigen, um das Fehlen der Bolboformen in diesen Breitengraden begründen zu können. Die globale Mikrofossil-Vergesellschaftung planktisch lebender Organismen zeigt aber an, daß während des Känozoikums ein deutlicher thermischer Gradient zwischen den Polen und dem Äquator ausgebildet war. Aufgrund der globalen paläobiogeographischen Verbreitung von *Bolboforma* muß doch wohl von einer planktischen Lebensweise dieser nur fossil überlieferten Mikroorganismen ausgegangen werden.

Im **Paläozän** und **frühesten Eozän** wurden *Bolboformen* bisher nicht beobachtet. Dies könnte darin begründet sein, daß bis zum frühen Eozän das globale Klima und damit die Temperaturen der Oberflächenwassermassen für *Bolboformen* generell zu warm gewesen waren; denn im frühen Eozän strömten warme äquatoriale Oberflächenwassermassen noch bis in hohe Breiten beider Hemisphären. Der thermische Gradient zwischen Äquator und Pol war noch gering (Barron & Baldauf 1989). Haq et al. (1977) belegen durch die Abnahme der $\delta^{18}\text{O}$ - Werte in benthischen Foraminiferen-Gehäusen um 0.50 - 1.00 ‰ die tiefgreifende Erwärmung des Atlantiks an der Wende Paläozän/Eozän, was auch durch die von Thomas (1991) belegten drastischen Wechsel in den benthischen Foraminiferen-Vergesellschaftungen dokumentiert wird. Auch die ansteigenden Werte von Kaolinit in den untereozänen Sedimenten des Nord- und Süd-Atlantiks und auf den äquatorialen Festländern interpretieren Robert & Chamley (1991) und Robert & Kennett (1992) als Indizien für ein global warmes Klima zur Zeit des frühen Eozäns mit hohen Evaporationsraten in niedrigen Breiten und starken Niederschlägen in hohen Breiten. Hovan & Rea (1992) belegen diese Erwärmung im frühen Eozän ebenfalls für die Indo-Pazifische Region durch paläontologische, sedimentologische und chemische Analysen der durch DSDP 22-215 erbohrten Sedimente.

Das erste regional eng begrenzte Auftreten von *Bolboforma* in Sedimenten des **obersten Unter-Eozäns** ist aus dem Südwest-Pazifik vom Campbell Plateau bekannt, das vor 56 Ma bei ca 60° S möglicherweise bereits unter dem Einfluß kühler von Süden kommender antarktisch beeinflusster Oberflächenwassermassen lag (Karte 2).

Mit dem **Mittel-Eozän** begann schrittweise die globale Abkühlung, eine Voraussetzung für die seitdem beobachtete Radiation der *Bolboformen*. Die Abkühlung ging von südlichen hohen Breiten aus und hat wahrscheinlich als eine Ursache plattentektonische Ereignisse. Durch kontinuierliches "sea floor spreading" war seit dem frühen Eozän zwischen der Antarktis und Australien ein initialer Seeweg entstanden, durch den antarktisches Wasser nach Norden transportiert werden konnte (Mutter et al. 1985). So hatte die einsetzende Zirkulation von kalten antarktischen Oberflächenwassermassen eine stetig voranschreitende Abkühlung des zirkum-antarktischen Raumes zur Folge. Zudem bewirkte die nach Norden driftende Indische Platte die beginnende Einengung der Tethys, was den bisher ungehinderten Warmwassermassen-Austausch unterband. Belege für diese kontinuierliche Abkühlung seit dem mittleren Eozän (ab etwa 50 Ma) finden sich einerseits in den steigenden $\delta^{18}\text{O}$ - Werten in Gehäusen benthischer und planktischer Foraminiferen zahlreicher Fundpunkte aus südlichen hohen Breiten (Mackensen & Ehrmann 1992), andererseits in den höheren Illit- und Smektitgehalten der Sedimente seit dem späten Mittel-Eozän (Robert & Kennett 1992, Ehrmann & Mackensen 1992), die auf verstärkte physikalische Verwitterung unter kalten Bedingungen schließen lassen. Ein derart gemäßigt-kühles Klima mit starken Niederschlägen und, jahreszeitlich abhängig, frostfreien Bedingungen während des späten Mittel-Eozäns wird auch durch Funde von *Nothofagus* auf dem antarktischen Kontinent und auf

dem South Orkney Mikrokontinent belegt (Mohr 1990). Allerdings muß bereits seit dem frühesten Mittel-Eozän temporär und lokal mit antarktischen Vereisungen gerechnet werden, die durch IRD (ice rafted debris) in ca. 50-52 Ma alten Sedimenten im subantarktischen Pazifik (Margolis & Kennett 1971) belegt sind. Ehrmann & Mackensen (1992) konnten verstärkt IRD ab 45.5 Ma auf dem Kerguelen Plateau und auf dem Maud Rise nachweisen. Die nicht einheitlichen Beweise einer kontinentalen Vereisung der Antarktis im Eozän deuten an, daß die Antarktis wohl nur partiell und temporär im Eozän vergletschert war. Bedingt durch die exponierte Lage in hohen südlichen Breiten konnten sich auf der Antarktis jedoch auch bei nicht stark ausgeprägter Topographie vereinzelt Gletscher ausbilden. Der weitreichende Einfluß der beginnenden südlichen kontinentalen Vereisungen auf die Wassermassen und damit auf das Plankton und auf das Benthos ist wiederholt belegt. So nahm die Diversität der planktischen Foraminiferen kontinuierlich seit 46 Ma ab (Stott & Kennett 1990), die Provinzialisierung seit dem Mittel-Eozän aber zu (Berggren 1977). In gleicher Weise reagierte auch das kalkige Nannoplankton. Für den Süd-Atlantik konnten Wei & Wise (1990) durch die Zuordnung der Nannoplankton-Floren zu Warm- bzw. Kaltwasser-Assoziationen seit dem Mittel-Eozän einen deutlichen biogeographischen Temperatur-Gradienten im Süd-Atlantik dokumentieren. Warmwasser-Taxa wie *Discoaster* und *Sphenolithus* waren seitdem in hohen südlichen Breiten nicht mehr zu beobachten. Auch im Foraminiferen-Benthos ereignete sich auf der Südhemisphäre bei ca. 46 Ma sowohl ein Faunenwechsel zu kalt adaptierten Gemeinschaften hin, als auch eine markante Diversitätsabnahme. Dies dokumentieren die Untersuchungen von Thomas (1990) für den Maud Rücken und Oberhänsli et al. (1991) für eozäne Sedimente im Süd-Atlantik zwischen 20° und 30° S. Daß aber die Abkühlung seit dem frühen Eozän kein globales Ereignis war, sondern von der Südhemisphäre ausging und anschließend auf die Nordhemisphäre übergriff, belegen Robert & Chamley (1991) mit den variierenden Kaolinit / Palygorskit-Verhältnissen, festgestellt in eozänen Sedimenten zahlreicher DSDP/ODP Bohrungen des Atlantiks. Unterstützt wird diese These auch durch die Interpretation biogener $\delta^{18}\text{O}$ - Werte, die kältere Wassertemperaturen im Süd-Atlantik als im Nord-Atlantik für diesen Zeitabschnitt anzeigen (Vergnaud-Grazzini et al. 1978).

In das für das Mittel-Eozän skizzierte paläoklimatologische Szenario fügt sich ohne Widerspruch die Verbreitung von *Bolboforma* ein, wenn man davon ausgeht, daß für ihr Vorkommen temperierte Oberflächenwassermassen der bestimmende Parameter war. Bolboformen besiedelten im Mittel-Eozän südliche hohe Breiten und breiteten sich sukzessive nach Norden aus. Vor 45.5 Ma, dem durch Ehrmann & Mackensen (1992) für verstärkt einsetzende Abkühlung angenommenen Zeitpunkt, waren Bolboformen isoliert nur auf dem Campbell Plateau vertreten, das damals bei ca. 60°S unter dem Einfluß kalt-temperierter Wassermassen gelegen haben dürfte. Danach, im spätesten Mittel-Eozän, waren Bolboformen auf der durch kühl-temperierte Oberflächenwassermassen bestimmten Südhalbkugel, südlich 50°S, weit verbreitet. Sie fehlten aber im Mittel-Eozän global in mittleren und niedrigen Breiten und wurden auch nicht in hohen

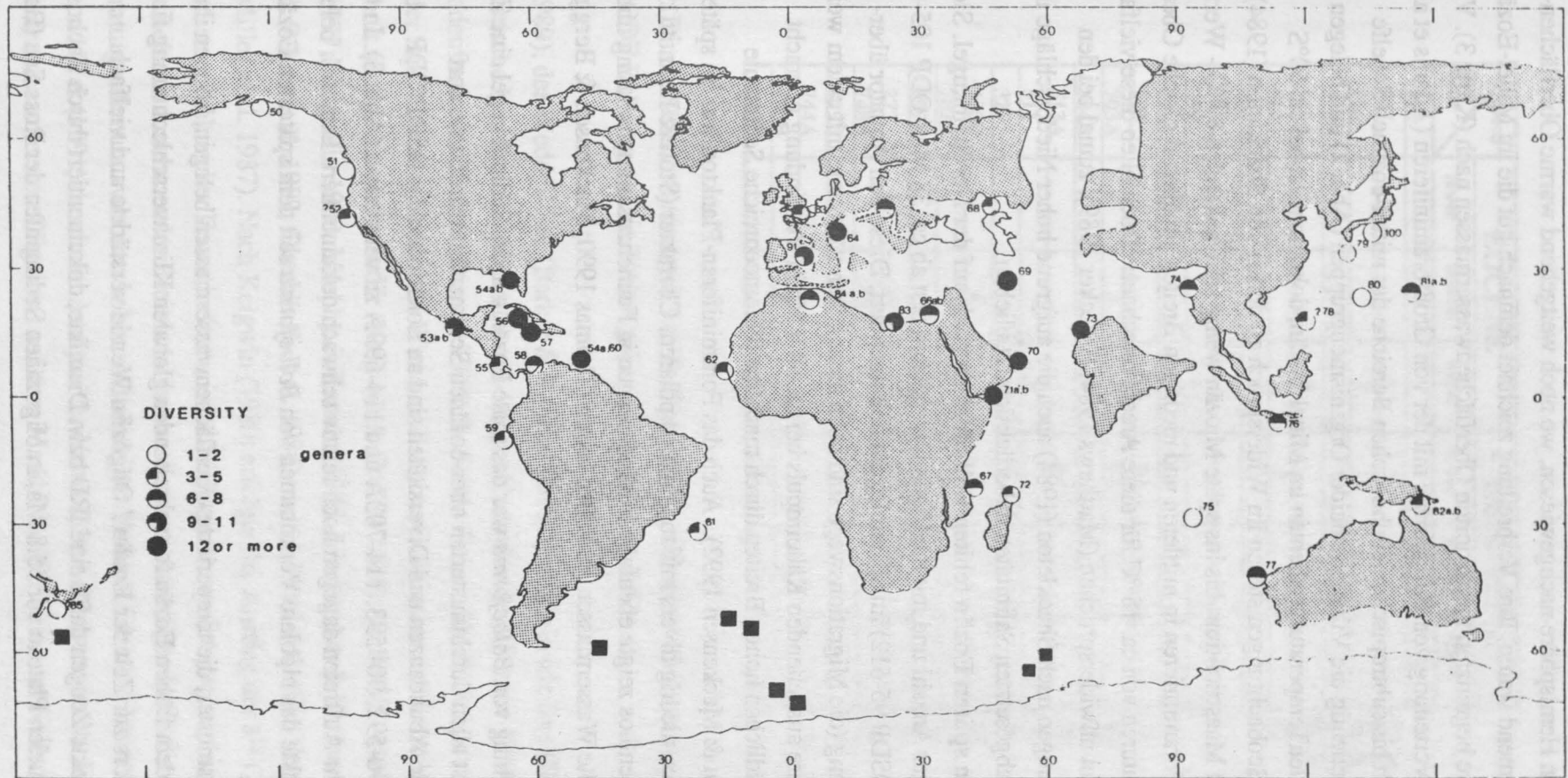


Abb. 2: Vikarianz von Großforaminiferen (nach Adams et al. 1990) und Bolboformen im Mittel-Eozän.

■ *Bolboforma*- Fundpunkte

Breiten der nördlichen Hemisphäre nachgewiesen, wo noch weitgehend warme Oberflächenwassermassen bestimmend waren. Ihre Verbreitung zeichnet demnach gut die im Mittel-Eozän nur auf die Südhemisphäre begrenzten temperierten Oberflächenwassermassen nach (Karte 3). Vergleiche der globalen Verteilung von *Bolboforma* mit der von Großforaminiferen (Adams et al. 1990), die die tropisch bis subtropischen euphotischen Bereiche der mittel-eozänen Schelfe besiedelten, zeigen eindeutig die Vikarianz beider Organismengruppen (Abb. 2) und belegen gleichzeitig einen steilen Temperaturgradienten im Mittel-Eozän, dokumentiert bei ca. 50°S Paläolatitude. Diese Beobachtungen stehen im Widerspruch zu denen von Shackleton (1984), der aufgrund der seit dem Maastrichtium bis ins späte Miozän wenig schwankenden $\delta^{18}\text{O}$ - Werte im Biogen planktischer Foraminiferen in mittleren und niedrigen Breiten annähernd gleiche Oberflächenwassertemperaturen von ca. 18 °C für diese Areale errechnete. Doch blieb diese vielfach akzeptierte These nicht unwidersprochen (Matthews 1984; Broecker 1989), zumal bei den Temperatur-Berechnungen nach Shackleton (1984) auch die aufgrund hoher Niederschläge in niedrigen Breiten herabgesetzten Salinitäten unberücksichtigt blieben.

Im beginnenden **späten Eozän** fehlten Bolboformen noch auf der Nordhalbkugel. Sie wurden dort in geringer Anzahl und mit niedrigen Diversitäten erst ab ca. 38 Ma (ODP 105-647A) bzw. ab ca. 37 Ma (DSDP 95-612) im späten Eozän dokumentiert. Diese den Äquator überschreitende Ausbreitung (die Migrationswege sind noch nicht bekannt) könnte mit einem weiteren, von der Südhemisphäre ausgehenden Kälteimpuls bei ca. 38.5 Ma in Verbindung gebracht werden, der sich in südlichen hohen Breiten durch markante diatomeenreiche Sedimente auszeichnet (Ehrmann & Mackensen 1992). Auch das Foraminiferen-Plankton war im späten Eozän in hohen Breiten niedrig divers mit zunehmend polarem Charakter (Stott & Kennett 1990). Das Foraminiferen-Benthos zeigte ebenfalls Veränderungen in Faunenzusammensetzung und Diversität, die auf kalte Wassermassen schließen lassen (Thomas 1990; Mackensen & Berggren 1992).

Für die Verbreitung von *Bolboforma* war das späte Eozän auf der Südhalbkugel eine Zeit der Blüte (Karte 4). In fast allen durchmusterten ober-eozänen Sedimenten wurden sie dort angetroffen. Maximale Abundanzen und Diversitäten sind an Lokationen der DSDP/ODP Bohrungen 29-277, 90-592, 90- 593, 114-703A und 114-699A zu vermerken (Abb. 3). In der Nordhemisphäre ist ihr Auftreten dagegen noch relativ schwach dokumentiert. Dennoch belegen die wenigen Fundpunkte das bipolare Vorkommen von *Bolboforma* seit dem spätesten Eozän in temperierten Arealen.

Diese Siedlungsmuster, die temperierte Oberflächenwassermassen belegen, können ihre Erklärung in der seit dem frühen Eozän fortschreitenden globalen Klimaverschlechterung finden, die sich ganz besonders zur Zeit der **Eozän / Oligozän** Wende verstärkte und vielfach dokumentiert ist. Direkte Zeugen dafür sind IRD bzw. Diamikte, dokumentiert durch Zachos et al. (1992) auf dem Kerguelen Plateau vor 35.8 Ma, in oligozänen Sedimenten der Ross See (Barrett

Epoch ODP DSDP	EOCENE			OLIGOCENE			
	lower	middle	upper	lower	middle	upper	
112						1	Northern Hemisphere
647			1	1			
116			2	2			
552A						1	
549A			2				
612			3	3			
608						1	
563						1	
359			1				Southern Hemisphere
592			5-7	2-3			
593			5-7	2-3			
703A		3	7	1-3			
704B			—	1			
513A				3-5			
511			1	1			
329				1			
700B		6					
702B		1-6					
699B		1-3	7-9	1-2			
277	1-3	3-5	6-8	1-2	3-6		
748B		3-5	5	2-4			
749B		2	4	2			
744A			3				
689B		2	3	1			
690B			1	1			

Abb. 3: Diversitätsschwankungen von *Bolboforma* in paläogenen Sequenzen, erhoben durch DSDP/ODP Bohrungen. Die Zahlen geben die Anzahl der Arten an.

et al. 1989), der Weddell See (Barker & Kennett 1988) und der Prydz Bay (Barron et al. 1988) und drastische Wechsel in den Diatomeen-Vergesellschaftungen (Fenner 1984) sowie in der Ostrakodenfauna der Tiefsee (Benson 1975). Indirekte Belege für die Klimaverschlechterung liefert der rapide Anstieg der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Biogen planktischer und benthischer Foraminiferen, wiederholt nachgewiesen im Indik (Keigwin & Corliss 1986), im Pazifik (Savin et al. 1975; Savin 1977; Keigwin 1980; Murphy & Kennett 1986; Mackensen & Ehrmann 1992), im Süd-Atlantik (Muza et al. 1983; Oberhänsli et al. 1984) und im Nord-Atlantik (Vergnaud-Grazzini et al. 1978; Miller et al. 1987). Nach Keigwin (1980) erfolgte der Anstieg der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, gemessen an Gehäusen planktischer Foraminiferen, in Abhängigkeit von der geographischen Breite. Er erhöhte sich mit zunehmender Breite und ist damit ein zuverlässiges Indiz für die Höhe des Temperaturgradienten zwischen hohen und niedrigen Breiten. Gleiches konnten Wei & Wise (1990) und Wei (1991) durch die Analyse der Nannofloren dokumentieren. Sie fanden in den Sedimenten des untersten Oligozäns auf dem Maud Rise (65°S) nur an Kaltwasser adaptierte Taxa.

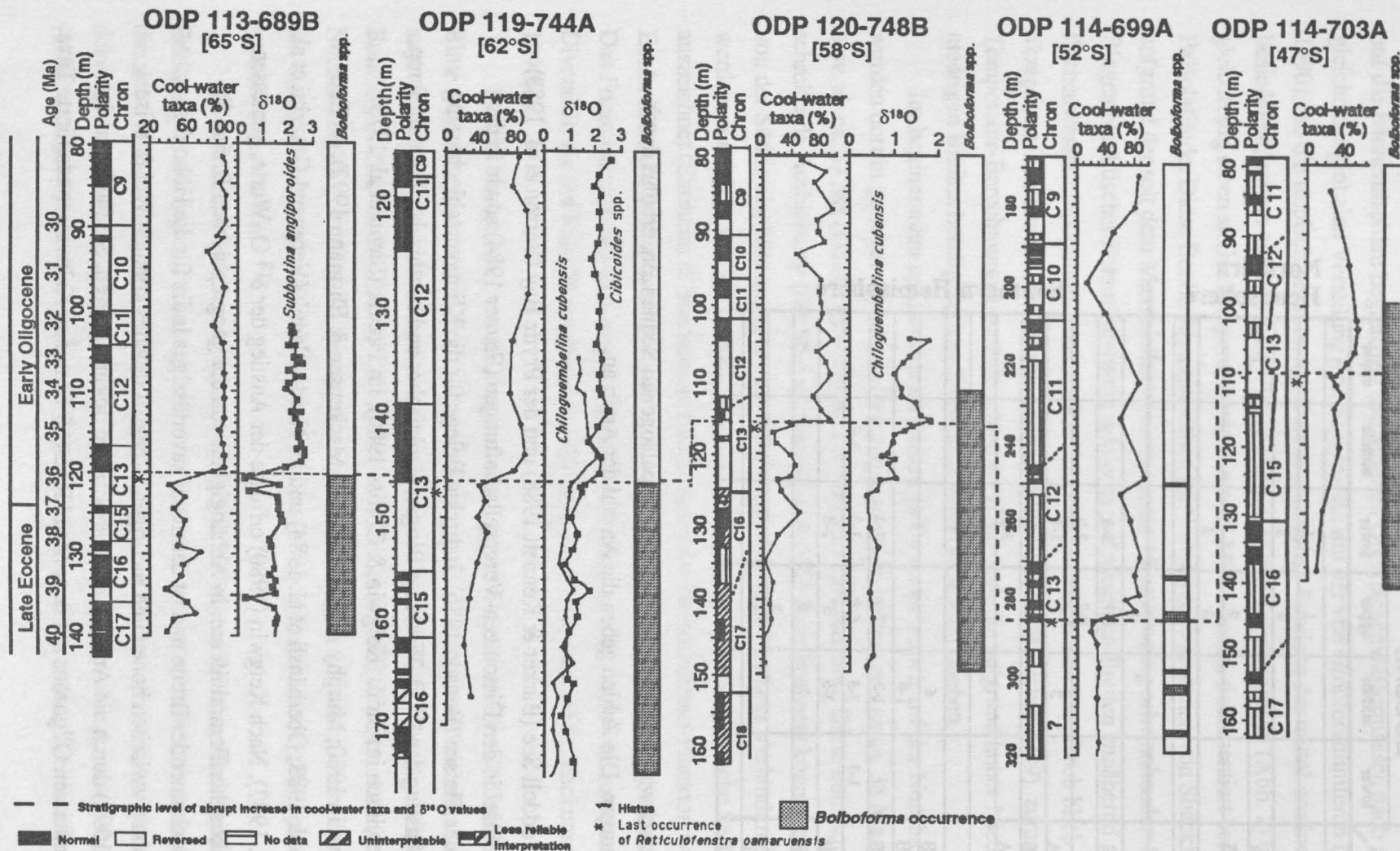


Abb. 4 : Vorkommen von *Bolboforma* vom Eozän bis Oligozän in südlichen hohen Breiten in Beziehung zum Anstieg der "Temperiert-Wasser-Taxa" (kalkige Nannofossilien) und zu den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten im Biogenkarbonat (Foraminiferen).

Wel (1991) dokumentierte einen Anstieg der relativen Häufigkeiten der "Temperiert-Wasser-Taxa" kalkiger Nannofossilien synchron zu dem $\delta^{18}\text{O}$ -Anstieg im Unter-Oligozän. Der Anstieg der "Temperiert-Wasser-Taxa" fällt in den südlichsten ODP-Bohrungen am höchsten aus. Auch die *Bolboforma* setzen in Abhängigkeit von der geographischen Breite synchron zum $\delta^{18}\text{O}$ -Shift aus.

Bolboforma-Daten: ODP Bohrlöcher 113-689B (Kennett & Kennett 1990), 119-744A (Mackensen, unveröff. Daten), 120-748B (Mackensen & Spiegler 1992) und 114-699A und 114-703A (Spiegler 1991).

Weiter nördlich auf dem Meteor Rücken (47°S) waren es zur gleichen Zeit nur noch 40 % Kaltwasser-Arten, was mit einer breitenbedingten Temperaturzunahme von 3°C zu erklären ist (Abb. 4).

Entsprechend temperaturgesteuert reagierten auch die Bolboformen. In hohen südlichen Breiten, zwischen 65° und 62° S, setzten sie synchron zum steilen $\delta^{18}\text{O}$ -Anstieg im Biogenkarbonat planktischer Foraminiferen und zum Anstieg der Kaltwassertaxa in der Nannoflora aus. Weiter nördlich, zwischen 58° und 47° S, wo es vermutlich wärmer war, überdauerten die Bolboformen diesen $\delta^{18}\text{O}$ -Anstieg (Abb. 4). Aber auch in der Nannoflora waren dort weniger Kaltwassertaxa zu vermerken. Diese Untersuchungen stützen die These, daß es doch synchron zu dem positiven $\delta^{18}\text{O}$ -Anstieg, aufgrund rapider Abkühlung des Oberflächenwassers, zu einer eindeutigen Veränderung der Florenvergesellschaftung des kalkigen Nannoplanktons gekommen ist.

Erstmals wurde eindeutig anhand der veränderten Nannofossilvergesellschaftung (Wei 1991) und dem sukzessiven Aussetzen der Gattung *Bolboforma* in Abhängigkeit von der geographischen Breite bewiesen, daß die Abkühlung initial von hohen südlichen Breiten ausging und sich kontinuierlich nach Norden ausdehnte.

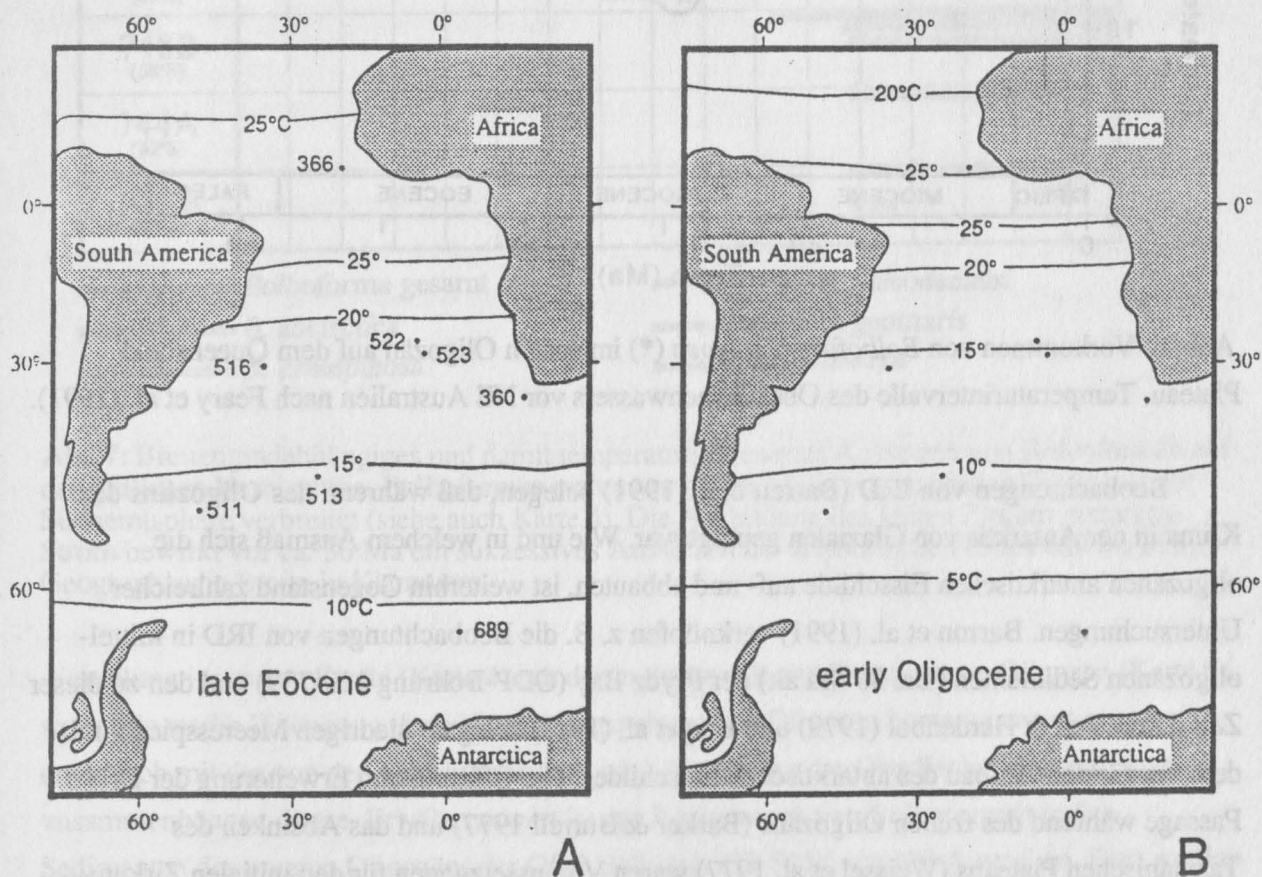


Abb. 5: Gegenüberstellung der Isothermen im Süd-Atlantik zwischen dem späten Eozän und dem frühen Oligozän (aus Wise et al. 1992).

Damit scheint der Beweis vorzuliegen, daß der rapide $\delta^{18}\text{O}$ -Shift primär auf eine Temperaturabnahme der Oberflächenwassermassen zurückzuführen ist. Die Gegenüberstellung der Isothermen im Süd-Atlantik zwischen dem späten Eozän und dem frühen Oligozän (Wise et al. 1992) zeigt einen verminderten Temperaturgradienten von ca. 5°C in mittleren und hohen Breiten (Abb. 5).

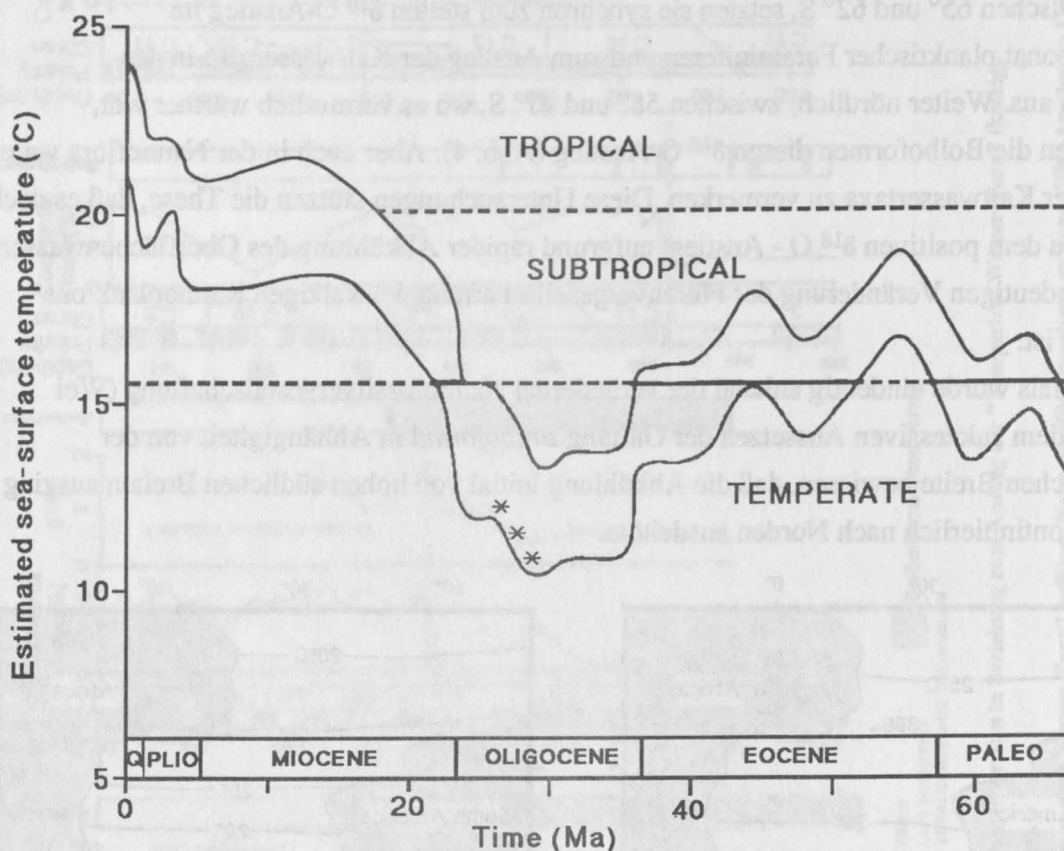


Abb. 6: Vorkommen von *Bolboforma spinosa* (*) im späten Oligozän auf dem Queensland Plateau. Temperaturintervalle des Oberflächenwassers vor NE Australien nach Feary et al. (1991).

Beobachtungen von IRD (Barrett et al. 1991) belegen, daß während des **Oligozäns** das Klima in der Antarktis von Glazialen geprägt war. Wie und in welchem Ausmaß sich die oligozänen antarktischen Eisschilde auf- und abbauten, ist weiterhin Gegenstand zahlreicher Untersuchungen. Barron et al. (1991) verknüpfen z. B. die Beobachtungen von IRD in mittel-oligozänen Sedimenten (ca. 30 Ma alt) der Prydz Bay (ODP-Bohrung 119-739) und den zu dieser Zeit durch Vail & Hardenbol (1979) und Haq et al. (1987) belegten niedrigen Meeresspiegel mit dem verstärkten Aufbau des antarktischen Eisschildes. Die Öffnung und Erweiterung der Drake Passage während des frühen Oligozäns (Barker & Burrell 1977) und das Absinken des Tasmanischen Plateaus (Weissel et al. 1977) waren Voraussetzungen für den initialen Zirkum-Antarktis-Strom, der die thermische Isolation der Antarktis begünstigte und dem Aufbau kontinentaler antarktischer Eismassen weiteren Vorschub leistete (Bartek 1989). Somit dürfte, von

einer zumindest temporär vereisten Antarktis beeinflusst, das Klima während des Oligozäns generell viel kälter als im späten Eozän gewesen sein. Diese biogeographische Verteilung der Bolboformen wurde von dieser Entwicklung entscheidend beeinflusst. Vergleicht man ihre

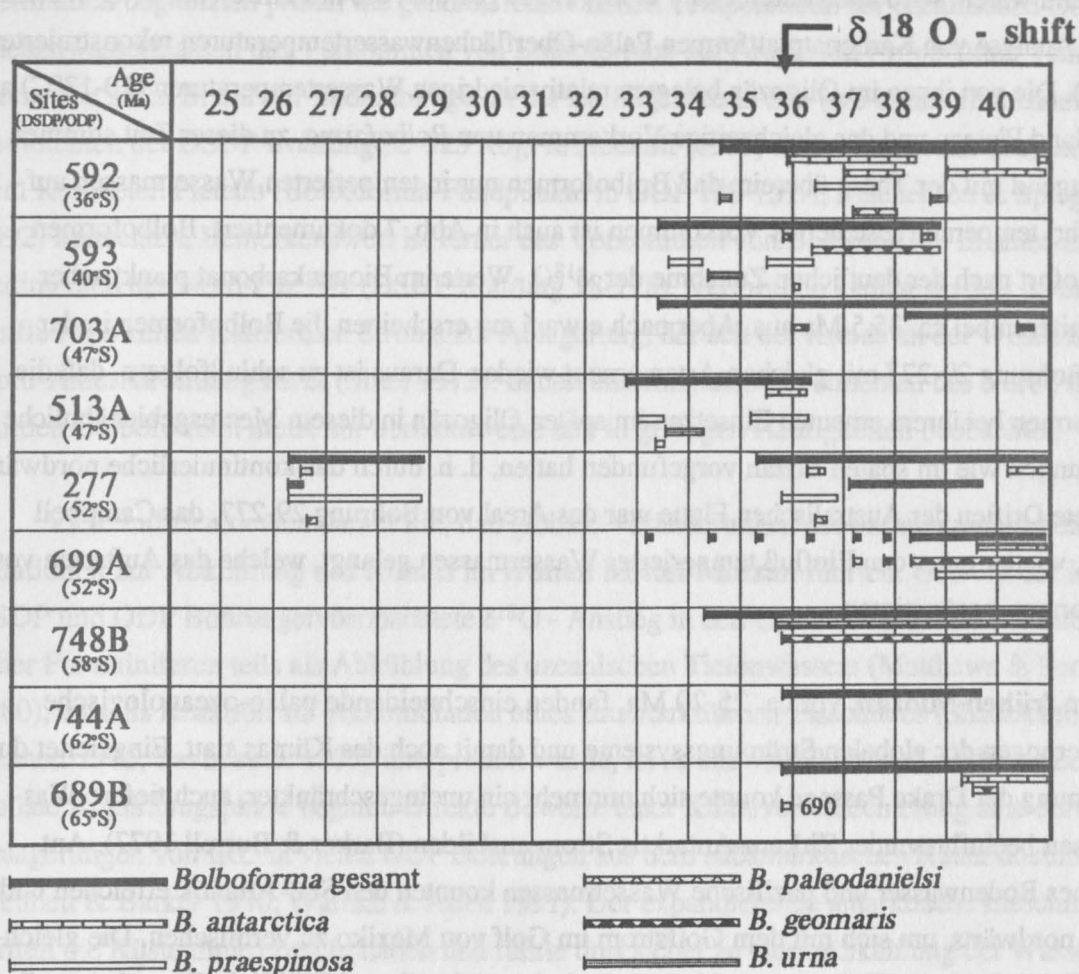


Abb 7: Breitengradabhängiges und damit temperaturgesteuertes Aussetzen von Bolboformen auf der südlichen Hemisphäre. Bolboformen waren vor ca. 38 Ma in einem breiten Gürtel auf der Südhemisphäre verbreitet (siehe auch Karte 4). Die Ausbildung des kalten Zirkum-Antarktis-Strom bewirkt vor ca. 36 Ma ein sukzessives Aussetzen der Bolboformen (Sites 689 bis 513). Geographische Breite in Klammern.

Verteilung im späten Eozän (Karte 4) mit der im frühen (Karte 5) und späten Oligozän (Karte 6), so ist die starke Einengung ihres Verbreitungsgebietes im Oligozän bemerkenswert, was ursächlich mit der von der Antarktis ausgehenden Abkühlung der Oberflächenwassermassen zusammenhängen dürfte. Erwähnenswert ist das Vorkommen von Bolboformen in den Sedimenten des unteren Oligozäns der ODP-Bohrung 133-811B vor NE-Australien. Dort werden die Sedimente mit Bolboformen unter- und überlagert von Sedimenten mit reicher Großforaminiferen-Fauna, in denen keine Bolboformen zu beobachten waren (Spiegler & Betzler,

prep.). Damit ist die Vikarianz von Bolboformen und Großforaminiferen ein weiteres Mal belegt und der indirekte Beweis gelungen, daß Bolboformen temperierte Wassermassen bevorzugen. Die Beobachtung, daß im frühesten Oligozän temperierte Wassermassen vor NE Australien vorherrschend waren, wird auch durch Feary et al. (1991) gestützt, die mit Hilfe von $\delta^{18}\text{O}$ -Werten und der Analyse von Karbonatplattformen Paläo-Oberflächenwassertemperaturen rekonstruierten (Abb. 6). Die von ihnen im Oligozän belegten relativ niedrigen Wassertemperaturen ($10-13^\circ\text{C}$) am Queensland Plateau und das gleichzeitige Vorkommen von *Bolboforma* zu dieser Zeit stimmen hervorragend mit der These überein, daß Bolboformen nur in temperierten Wassermassen auftreten. Ihr temperaturgesteuertes Vorkommen ist auch in Abb. 7 dokumentiert. Bolboformen setzen sofort nach der deutlichen Zunahme der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Biogenkarbonat planktischer Foraminiferen bei ca. 35.5 Ma aus. Aber nach etwa 5 my erscheinen die Bolboformen in der DSDP Bohrung 29-277 mit gleichen Arten erneut wieder. Daraus ist zu schlußfolgern, daß die Bolboformen bei ihrem erneuten Einsetzen im späten Oligozän in diesem Meeresgebiet ähnliche Bedingungen wie im späten Eozän vorgefunden hatten, d. h. durch das kontinuierliche nordwärts gerichtete Driften der Australischen Platte war das Areal von Bohrung 29-277, das Campbell Plateau, wieder unter den Einfluß temperierter Wassermassen gelangt, welche das Auftreten von Bolboformen begünstigten.

Im frühen Miozän, vor ca. 25-20 Ma, fanden einschneidende paläo-ozeanologische Veränderungen der globalen Strömungssysteme und damit auch des Klimas statt. Eingeleitet durch die Öffnung der Drake Passage konnte sich nunmehr ein uneingeschränkter, auch tiefere Wassermassen beeinflussender Zirkum-Antarktis Strom ausbilden (Barker & Burrell 1977). Antarktisches Bodenwasser und pazifische Wassermassen konnten den Süd-Atlantik erreichen und flossen nordwärts, um sich mit dem Golfstrom im Golf von Mexiko zu vermischen. Die gleichzeitige Schließung der Tiefwasserverbindung zwischen Atlantik und Pazifik in Zentral-Amerika verursachte die nordwärtige Ablenkung der Tiefenwasserzirkulation und die Intensivierung des Golfstromes (Keller & Barron 1983). Zusätzliche ozeanographische Veränderungen brachte die Schließung der Tethys mit der daraus resultierenden Unterbrechung des zirkum-äquatorialen Stromes (Keller & Barron 1983). Global gesehen war das Klima im frühen Miozän warm. Aufgrund sehr niedriger $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Biogenkarbonat von planktischen und benthischen Foraminiferen aus unterschiedlichen Meeresgebieten wird das frühe Miozän sogar als wärmste Periode im Neogen angesehen (Shackleton & Kennett 1975; Kennett 1986; Miller 1987). Die im subantarktischen Raum beobachteten hohen Diversitäten sowohl bei den planktischen Foraminiferen als auch in den kalkigen Nannoplanktonflore deuten darauf hin, daß warme Klimate bis in hohe Breiten wirksam waren (Kennett 1978). Dies untermauern auch die durch Ehrmann (1991) in den Sedimenten des unteren Miozäns in den ODP Bohrungen 119-738 und 119-744 beobachteten

ansteigenden Smektit-Gehalte, die eine chemische Verwitterung auf der Antarktis unter mildem Klima zur Voraussetzung haben.

Insgesamt gesehen sind Fundpunkte mit Bolboformen im frühen Miozän selten (Karte 7). Vermutlich begrenzten primär die generell relativ hohen Temperaturen der ozeanischen Oberflächenwassermassen das Vorkommen von Bolboformen auf Areale mit temperierten Temperaturen, wie sie z. B. auf der Südhalbkugel in der Bellingshausen See (wo in untermiozänen Sedimenten der DSDP Bohrung 35-325 Rögl & Hochuli (1976) Bolboformen fanden) und auf dem Kerguelen Plateau (Bolboforma-Fundpunkte in ODP 120-751A, Mackensen & Spiegler 1992) herrschten. Bemerkenswert ist ferner das Vorkommen von Bolboformen in unter-miozänen Sedimenten des Nord-Pazifiks (DSDP Bohrung 18-178). Vermutlich kamen sie dort unter dem Einfluß des kalten Kalifornien Stroms zur Ablagerung, der seit der Kreide an der Westküste von Nord-Amerika entlang fließt (Sliter 1972). In den untermiozänen Sedimenten des Nord-Atlantiks wurden Bolboformen meist nur horizontweise und in geringen Häufigkeiten beobachtet.

Viele Indizien deuten darauf hin, daß globale Veränderungen der ozeanographischen Zirkulationen zur Abkühlung des Klimas im **frühen Mittel-Miozän** führten. Obwohl der in vielen DSDP und ODP Bohrungen beobachtete $\delta^{18}\text{O}$ - Anstieg in den Gehäusen planktischer und benthischer Foraminiferen teils als Abkühlung des ozeanischen Tiefenwassers (Matthews & Poore 1980), teils als Reaktion auf Akkumulation eines ostantarktischen Eisschildes (Shackleton & Kennett 1975; Savin et al. 1975) interpretiert wurde, ist es unzweifelhaft, daß zu dieser Zeit eine globale Abkühlungsphase begann. Direkte Beweise einer Klimaverschlechterung sind durch die Ablagerungen von IRD in vielen ODP Bohrungen aus dem subantarktischen Raum dokumentiert (Kennett & Barker 1990, Warnke & Allen 1991). Der expandierende antarktische Eisschild dürfte partiell die Küstenlinie erreicht haben und führte dort sicher zu einer Abkühlung der Wassermassen. Vermehrter Eintrag von terrigenem und eistransportiertem Material konnte ab etwa 14 Ma gleichzeitig in beiden Hemisphären beobachtet werden. Wolf & Thiede (1992) folgern daraus, daß die veränderlichen Fluktuationen der Kryosphäre zeitgleich in beiden Hemisphären ausgelöst wurden. Diese Annahme wird durch die Beobachtung eines abgesenkten Meeresspiegels ab etwa 14 Ma unterstützt (Haq et al. 1987). Die Klimaverschlechterung auf dem antarktischen Kontinent führte in der Folge zu unterschiedlichen Ablagerungen von Tonmineralen in den subantarktischen Meeren. Während im frühen Neogen noch Smektit die Tonmineral-Zusammensetzung dominiert, sind im Mittel-Miozän Illit und Chlorit der bestimmende Bestandteil. Robert & Maillot (1990) interpretieren diesen Wechsel als eine starke Abkühlung unter humiden Klimaten auf der Antarktis und eine zunehmende Erosion infolge vermehrten Aufbaus eines Eisschildes und verstärkter zirkumantarktischer Wasserzirkulation.

Die oft postulierte Abkühlung der Antarktis im Mittel-Miozän sollte sich aber auch in veränderten Faunen- und Florenvergesellschaftungen widerspiegeln. Die Diversitäten der Ver-

gesellschaftungen planktischer Foraminiferen sind zu dieser Zeit zwar in antarktischen Regionen bedeutend geringer als im subantarktischen Raum (Kennett 1978), eine parallel zum Anstieg der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte verlaufende rapide Veränderung in der Faunenvergesellschaftungen sowohl der planktischen als auch benthischen Foraminiferen mit diesem Anstieg ließ sich aber bislang nicht beobachten. Zwar wurde ein bemerkenswerter ozeanübergreifender Faunenwechsel von benthischen Foraminiferen im Mittel-Miozän beobachtet, doch trat er ca. 2 my vor dem beobachteten Sauerstoffisotopen-Shift auf (Thomas & Vincent 1987). Auch Mackensen et al. (1992) beobachteten keinen drastischen Faunenwechsel der benthischen Foraminiferen in der ODP-Bohrung 751 auf dem Kerguelen Plateau nach dem Anstieg der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Mittel-Miozän. Die Autoren folgern daraus, daß zu dieser Zeit keine großen Veränderungen in der Bodenwasserzirkulation nahe der östlichen Antarktis stattgefunden haben. Auch könnte es sein, daß für benthische Faunenwechsel, neben der Abkühlung des Bodenwassers, auch noch andere Faktoren bestimmend sein könnten.

Im **Mittel-Miozän** belegt die deutliche Provinzialität der planktischen Mikroorganismen auf der südlichen Hemisphäre, daß eine Differenzierung der Wassermassen vorliegt (Kennett 1978). Untersuchungen von mittel-miozänen Sedimenten aus antarktisnahen Bohrungen zeigen, daß Bolboformen unter den herrschenden kühlen Klimaten nur vereinzelt beobachtet werden konnten. Aber in den weiter nördlich gelegenen wärmeren Regionen der Südhemisphäre konnten sich die Bolboformen unter dem Einfluß temperierter Wassermassen besser entwickeln (Karte 8).

Das weitverbreitete Vorkommen von Bolboformen im Nord-Atlantik, etwa zwischen 30° bis 65° nördlicher Breite, läßt vermuten, daß es hier an die Entwicklung des Golfstroms geknüpft sein könnte. Der Proto-Golfstrom führte warme äquatoriale Wassermassen nach Norden und vermischte sich mit den kalten Wassermassen aus mittleren und hohen Breiten. Diese temperierten Wassermassen dürften die Ursache für vermehrte *Bolboforma*-Häufigkeiten sein. Wie rezente Untersuchungen der Strömungsmuster des Golfstroms belegen, bilden sich vor allem an den Rändern des Stroms Wirbel aus. Diese Wirbel bestehen im Kern aus kalten oder auch aus warmen Wassermassen, die wechselweise von warmen bzw. kalten Wassermassen umgeben sind. Über Jahre hinaus können diese Gyren in nahezu konstanter hydrologischer Zusammensetzung im Nord-Atlantik überdauern und somit auch ein eigenständiges Ökosystem für planktische Organismen darstellen. Unter dieser Prämisse ist es verständlich, daß Bolboformen im Nord-Atlantik nicht stetig und nicht in allen untersuchten Bohrungen beobachtet werden konnten, sondern nur dort, wo temperierte Wassermassen überwiegen.

Bolboformen scheinen im Mittel-Miozän des Nord-Pazifiks zu fehlen, d. h. sie wurden in den wenigen durchmusterten Sequenzen nicht beobachtet. Eine Erklärung dürfte in der sehr begrenzten Fossilisierung von Kalkschalern im Neogen des Nord-Pazifiks zu sehen sein.

Wie die bisher gegebene Beschreibung und Diskussion zur Verbreitung von *Bolboforma* belegen, sind sie hauptsächlich in mittleren und hohen Breiten verbreitet gewesen. Daher sind die

Beobachtungen von *Bolboforma* in mittel-miozänen Sedimenten des äquatorialen Ost-Pazifiks besonders hervorzuheben. Sie wurden in den Proben DSDP 16-158-26-6, 62-76 cm = 251.90 mbsf und in der Sequenz DSDP 16-155-5-6, 27-41 bis -6-2, 51-65 cm = 477.84 bis 481.08 mbsf gefunden, die der *Bolboforma subfragoris* - Zone (oberes Mittel-Miozän) zugeordnet werden. Diese Fundpunkte und das Vorkommen von Bolboformen im Ober-Miozän der DSDP Bohrung 16-155 sind weitere Mosaiksteine für die Zuordnung von *Bolboforma* zum Plankton, denn nach Duque-Caro (1990) unterband die Hebung der Panama Schwelle um 1000 m die äquatoriale Zirkulation des Tiefenwassers, was sich in unterschiedlichen Benthos - Gemeinschaften der Karibik und des äquatorialen Ost-Pazifiks dokumentiert. Als Plankton konnten Bolboformen aber die flache Straße von Panama passieren. Es könnte aber auch sein, daß sie vom zu dieser Zeit weit nach Süden fließenden kühlen Kalifornien Strom in äquatoriale Breiten verfrachtet worden sind, denn in Sedimenten des unteren Miozäns von DSDP 18-178 wurden Bolboformen auch im NE-Pazifik gefunden.

Im Spät-Miozän setzt sich der Abkühlungstrend fort. Dies belegen für beide Hemisphären z. B. Warnke & Allen (1991) und Wolf & Thiede (1992) durch Beobachtungen von Eintrag an terrigenem Material vor 9-8 Ma. Verstärkte Aktivität von Eisbergen wird durch den Anstieg von IRD in den Bohrungen, die nahe der Ost-Antarktis lokalisiert sind, belegt (Grobe et al. 1990). Nach der Entwicklung eines ost-antarktischen Eisschildes während des Mittel-Miozäns baut sich auch im Ober-Miozän ein west-antarktischer Eisschild auf. Chlorit und Illit sind nun die Hauptbestandteile in den Sedimenten des Weddell-Meeres und belegen die physikalische Verwitterung unter kühlen Klimaten auf der West-Antarktis (Robert & Maillot 1990). Abgesenkter Meerespiegel (Haq et al. 1987), vermehrte Aktivität von Eisbergen und die Veränderung der benthischen Foraminiferen auf dem Kerguelen Plateau belegen, daß sich synchron zu der Klimaverschlechterung auch die Polar-Front im Süd-Indik nach Norden verschob (Mackensen et al. 1992).

Das späte Miozän stellt somit ein Zeitintervall dar, in dem sich die im Mittel-Miozän beginnende bipolare Abkühlung verstärkt. Auch die Entwicklung der planktischen biogeographischen Provinzen belegt eine zunehmende Intensivierung der ozeanographischen Fronten. Geringe Diversitäten der planktischen kalkigen Mikro- und Nannofossilien und das Vorherrschen von Kieselplankton in antarktischen Wassermassen stützen die These der kontinuierlichen Klimaverschlechterung im späten Miozän (Edwards & Perch-Nielsen 1975; Kennett 1978). Aber noch waren die generellen Wassertemperaturen für die Entwicklung von Bolboformen günstig. Sie sind in den Sedimenten des Ober-Miozäns (Karte 9) weit verbreitet und dehnen ihre Verbreitung auf der Nordhalbkugel bis über 70° N hinaus (Baffin Bay ODP 105-645E). Auf der Südhalbkugel liegt die Grenze der *Bolboforma* -Verbreitung aber bereits bei 57° S. In dieser polwärtigen Asymmetrie deutet sich an, daß die Wassertemperaturen der Südhemisphäre zusehens niedriger wurden, auf der Nordhalbkugel aber der Golfstrom seine Wärme viel weiter nach N transportierte

und damit die Wassertemperaturen in den Werten hält, die für Bolboformen noch ausreichen. Die Beobachtung von Bolboformen in ober-miozänen Sedimenten der DSDP-Bohrung 68-502 (Kolumbien Becken) und DSDP 16-155 (Coiba-Rücken) belegt, daß auch in der Straße von Panama infolge Oberflächenzirkulation noch Faunenaustausche möglich waren.

An der **Grenze Miozän / Pliozän** sterben die Bolboformen auf der Südhalbkugel aus, im Nord-Atlantik sind sie aber noch weiter präsent (Karte 10). Mit großer Wahrscheinlichkeit sind ursächlich dafür die seit ca. 5 Ma bipolar auftretenden Glazial / Interglazial Zyklen verantwortlich, deren klimatische Auswirkungen auf der Nordhalbkugel durch den Golfstrom gemildert wurden, so daß im Nord-Atlantik die Bolboformen noch bis ins Pliozän hinein existieren konnten.

Die nachfolgend zunehmende Abkühlung und der kontinuierliche Wechsel von Glazialen und Interglazialen im **späten Pliozän** und im **Pleistozän** waren wahrscheinlich die Ursache, daß die Gattung *Bolboforma* auch in diesem Meeresgebiet und damit global ausstarb.

4. *BOLBOFORMA*-VERTEILUNG IN BOHRUNGEN DES SW-PAZIFIKS

Nach der vorangegangenen globalen Betrachtung der *Bolboforma*-Verbreitung während des Tertiärs wird nachfolgend eine detaillierte quantitative und qualitative Analyse von *Bolboforma*-Vorkommen anhand fünf ausgewählter DSDP Bohrungen aus dem SW-Pazifik vorgenommen, um zu klären, ob ihre Verbreitung und Verteilung einen Beitrag zur Rekonstruktion von Oberflächen-wassermassen zu leisten vermag. Es sind dies die Leg 90 Bohrungen 590 B, 592 bis 594 und Bohrung 29-277.

Die Geologie des SW-Pazifiks wurde im Känozoikum von einschneidenden platten-tektonischen Veränderungen geprägt, die entscheidenden Einfluß auf die Paläo-Ozeanologie nahmen. Der antarktische Kontinent behielt ab dem Mesozoikum seine Position in hohen südlichen Breiten bei (Lowie & Hayes 1975). Vor etwa 80 Ma spaltete sich aber Neuseeland vom Großkontinent Gondwana ab, was zur Bildung der Tasmanischen See führte (Hayes & Ringis 1973). Das "sea-floor-spreading" setzte sich bis ca. 55 Ma fort. Etwa zur gleichen Zeit veränderte sich im SW-Pazifik die relative Plattenbewegung und bewirkte durch weiteres "sea-floor-spreading" entlang des Pazifisch-Antarktischen-Rückens, daß sich auch Australien kontinuierlich von der Antarktis entfernte. Für die Rekonstruktion der Paläo-Ozeanologie auf der Südhalbkugel ist der Zeitpunkt des Absinkens des Südtasmanischen Rückens, der lange die kontinentalen Landmassen Australien und Antarktis verband, und auch die Öffnung der Drake-Passage von entscheidender Bedeutung.

Der SW-Pazifik war in der Vergangenheit Ziel zahlreicher im Rahmen des DSDP/ODP durchgeführter Expeditionen. Ein wesentlicher Aspekt in der wissenschaftlichen Fragestellung dieser Ausfahrten lag in der Rekonstruktion der Klimageschichte und der Oberflächen- und Bodenwasserzirkulationen dieser Region während des Känozoikums. Erstmals wurden 1972 acht DSDP-Bohrungen in der Coral-See (DSDP 21-203 bis 21-210) abgeteuft (Burns, Andrews et al. 1973). Die 1973 nachfolgenden Bohrungen (DSDP 29-275 bis 29-284) erkundeten weiter südlich die Tasmanische See (Kennett, Houtz et al. 1974). Mittels verbesserter Bohrtechnik wurden dann 1982 der westliche äquatoriale Pazifik (DSDP 89-586 bis 89-587) und 1982/3 der SW-Pazifik (DSDP 90-588 bis 90-594) erneut untersucht (Kennett, von der Borch et al. 1986).

Referenz-Proben der im Rahmen dieser vier Ausfahrten abgeteuten DSDP-Bohrungen liegen geschlämmt im DSDP/ODP Reference Center des Naturhistorischen Museums Basel und konnten auf ihren *Bolboforma*-Gehalt durchmustert werden. Tabelle 2 listet die untersuchten DSDP-Bohrungen, angeordnet nach der geographischen Breite, auf. Die **fett** gedruckten DSDP-Bohrungen dokumentieren *Bolboforma*-Fundpunkte.

Das bearbeitete N / S - Profil erstreckt sich von der äquatornahen DSDP Bohrung 89-586 im westlichen äquatorialen Pazifik bis zu der DSDP Bohrung 29-278 bei 56°S, südlich des Campbell-Plateaus. In acht DSDP Bohrprofilen konnten *Bolboformen* beobachtet werden.

Tabelle:2: Untersuchte DSDP Bohrungen im SW-Pazifik, angeordnet nach der geographischen Breite. **Fett gedruckt: *Bolboforma*-Fundpunkte.**

Bohrlokationen	Geographische Position		Wassertiefe (m)	Alter d. Sedim.
DSDP-89-586B	00°29.84'S	158°29.89'E	2208	Mioz./ Plioz
DSDP-21-209	15°56.19'S	152°11.27'E	1428	Mitt. Mioz.
DSDP-90-587	21°11.87'S	161°19.99'E	1101	Ober-Mioz.
DSDP 21-203	22°09.22'S	177°32.77'E	2720	Plioz.
DSDP 21-208	26°06.61'S	161°13.27'E	1545	Miozän
DSDP 90-588	26°06.70'S	161°13.60'E	1533	Ob.-Mioz / Pliozän
DSDP 90-588A	26°06.70'S	161°13.60'E	1533	Mitt.-Miozän
DSDP 90-588C	26°06.70'S	161°13.60'E	1533	Ober-Olig. / Unt.-Mioz.
DSDP 90-590A	31°10.02'S	163°21.51'E	1300	Ob.-Mioz. - Plioz.
DSDP 90-590B	31°10.02'S	163°21.51'E	1300	Miozän / Pliozän
DSDP 90-591	31°35.06'S	164°26.92'E	2131	Miozän / Pliozän
DSDP 21-206	32°00.75'S	165°27.15'E	3196	Miozän / Pliozän
DSDP 21-207	36°57.75'S	165°26.06'E	1389	Eozän / Mioz.
DSDP 90-592	36°28.40'S	165°26.53'E	1088	Eozän - Plioz.
DSDP 90-593	40°30.47'S	167°40.47'E	1068	Eozän - Plioz.
DSDP 29-284	40°30.48'S	167°40.81'E	1066	Ober-Miozän
DSDP 29-283	43°54.60'S	154°16.96'E	4729	Mitt. Eozän
DSDP 90-594	45°31.41'S	174°56.88'E	1204	Mit.-Mioz. - Plioz.
DSDP 90-594A	45°31.41'S	174°56.88'E	1204	Unt.-Mioz.
DSDP 29-281	47°59.84'S	147°45.85'E	1591	Miozän
DSDP 29-277	52°13.43'S	166°11.48'E	1214	Eozän - Olig.
DSDP 29-278	56°33.42'S	160°04.29'E	3675	Oligoz. / Mioz.

Von fünf von ihnen ist für spezielle Untersuchungen weiteres Probenmaterial in engeren Probenintervallen angefordert und bearbeitet worden. Das Gebiet mit *Bolboformen* erstreckt sich über 21 Breitengrade von 31°S bis 52°S (Abb. 8).

Es soll überprüft werden, ob

1. sich die *Bolboforma*-Häufigkeit und die -Vergesellschaftung in Abhängigkeit von der kontinuierlichen nordwärts gerichteten Drift der australischen Platte während des Känozoikums verändert haben;
2. die existierenden Oberflächenzirkulationsmodelle aus dem SW-Pazifik mit den erzielten Ergebnissen zur *Bolboforma*-Verbreitung in Einklang stehen.

Alle bearbeiteten DSDP Lokationen liegen auf submarinen Höhenrücken oder Plateaus in einer Wassertiefe von 1000 - 1300 m. Drei DSDP Bohrungen sind auf dem Lord Howe Rücken (DSDP 90-590 und 90-592) und seiner südlichen Verlängerung, dem Challenger Plateau (DSDP 90-593), abgeteuft worden (Kennett, von der Borch et al. 1985). Auch die südlichsten DSDP Bohrungen des untersuchten Profils befinden sich auf submarinen Höhenrücken (Chatham

ücken, DSDP 90-594) oder Plateaus (Campbell Plateau, DSDP 29-277) (Kennett, Houtz et al. 1975).

Die Oberflächenwasserzirkulation im SW-Pazifik wird heutzutage in einem erheblichen Maß vom Ostaustralischen Strom beeinflusst, der warmes Wasser aus den Subtropen in mittlere südliche Breiten transportiert und dabei maximale Strömungsgeschwindigkeiten von 175 cm sek.^{-1} in den obersten 100 m erreichen kann (Hamon 1970). Ab etwa 30°S wird ein Teil dieses Stromes an der subtropischen Divergenz nach Osten abgelenkt. DSDP Bohrung 90-590 ist nahe an der derzeitigen Position der Subtropischen Divergenz (Tasmanische Front), die warm-subtropische von kühl-subtropischen (temperierten) Wassermassen trennt, abgeteuft worden. Weiter südlich liegen die DSDP Bohrungen 90-592 und 90-59 ganz im Einflußbereich kühl-subtropischer Wassermassen und stehen unter dem Einfluß des ostwärts fließenden Tasmanischen Stroms. Südlich der subtropischen Konvergenzzone waren subantarktische Wassermassen für die DSDP Bohrungen 29-277 und 90-594 bestimmend (Abb.8).

Bis auf eine 16 m mächtige Sequenz von vulkanoklastischen Turbiditen im Ober-Eozän der DSDP Bohrung 90-593 sind überwiegend Karbonatsequenzen, die unter hemipelagischen bis pelagischen Bedingungen sedimentiert wurden, erbohrt worden.

Während in den Sedimenten der DSDP Bohrungen 90-590 B und 90-594 lediglich neogene Sedimente angetroffen wurden, lieferten die DSDP Bohrungen 90-592 und 90-593 sowohl neogene als auch paläogene Sequenzen. Eine ungestörte Sedimentationsabfolge des unteren Eozäns bis ins Mittel-Oligozän konnte in der DSDP Bohrung 29-277 belegt werden.

Die stratigraphische Einstufung der bearbeiteten Kernsequenzen lag vor. Sie war mit Hilfe des kalkigen Nannoplanktons nach Edwards & Perch-Nielsen (1975); Lohmann (1986) und Martini (1986) erarbeitet worden. Verwertbare paläomagnetische Daten gibt es nicht. Auf Tafel I sind alle bei der Bearbeitung der DSDP Bohrungen des SW-Pazifiks beobachteten 23 *Bolboforma*-Taxa mit ihren stratigraphischen Reichweiten zusammenfassend dargestellt. Der Vergleich zur in Abb. 9 gegebenen globalen biostratigraphischen Gliederung mittels *Bolboforma* (Spiegler & Grützmaker in Vorb.) verdeutlicht, daß im Tertiär des SW-Pazifiks bei weitem nicht alle bislang bekannten 55 Taxa beobachtet werden konnten. Unterschiede zur *Bolboforma*-Vergesellschaftung im Atlantik ergaben, daß einige Arten (*Bolboforma urna* n. sp., *Bolboforma aleodanielsi* n. sp., *Bolboforma* sp. G-K) nur hier auftreten.

Abb.10 zeigt auf der Datenbasis von 528 nach *Bolboforma* durchgemusterten Proben (320 neogene und 208 paläogene Proben aus 5 DSDP-Bohrungen), daß sich die *Bolboforma*-Vorkommen zwei zeitlichen Verbreitungsmaxima zuordnen lassen. Während ihre paläogene Hauptverbreitung im oberen Eozän durch Sedimente der DSDP Bohrungen 29-277, 90-592 und 90-593 dokumentiert werden konnte, basiert die neogene Verbreitung (Mittel- und Ober-Miozän) auf Beobachtungen in den DSDP Bohrungen 90-590B, 90-592, 90-593 und 90-594. Wie Abb. 10

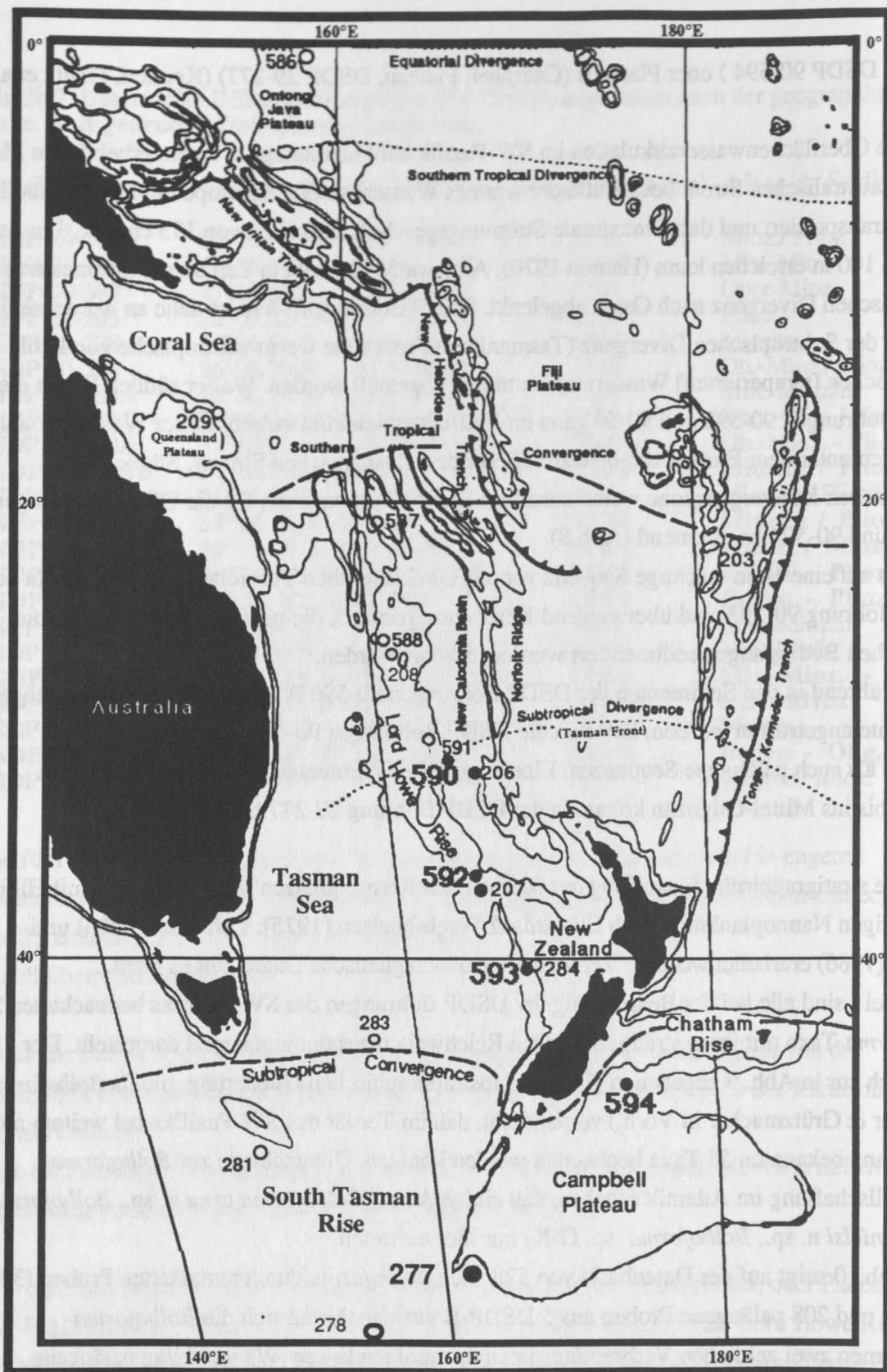
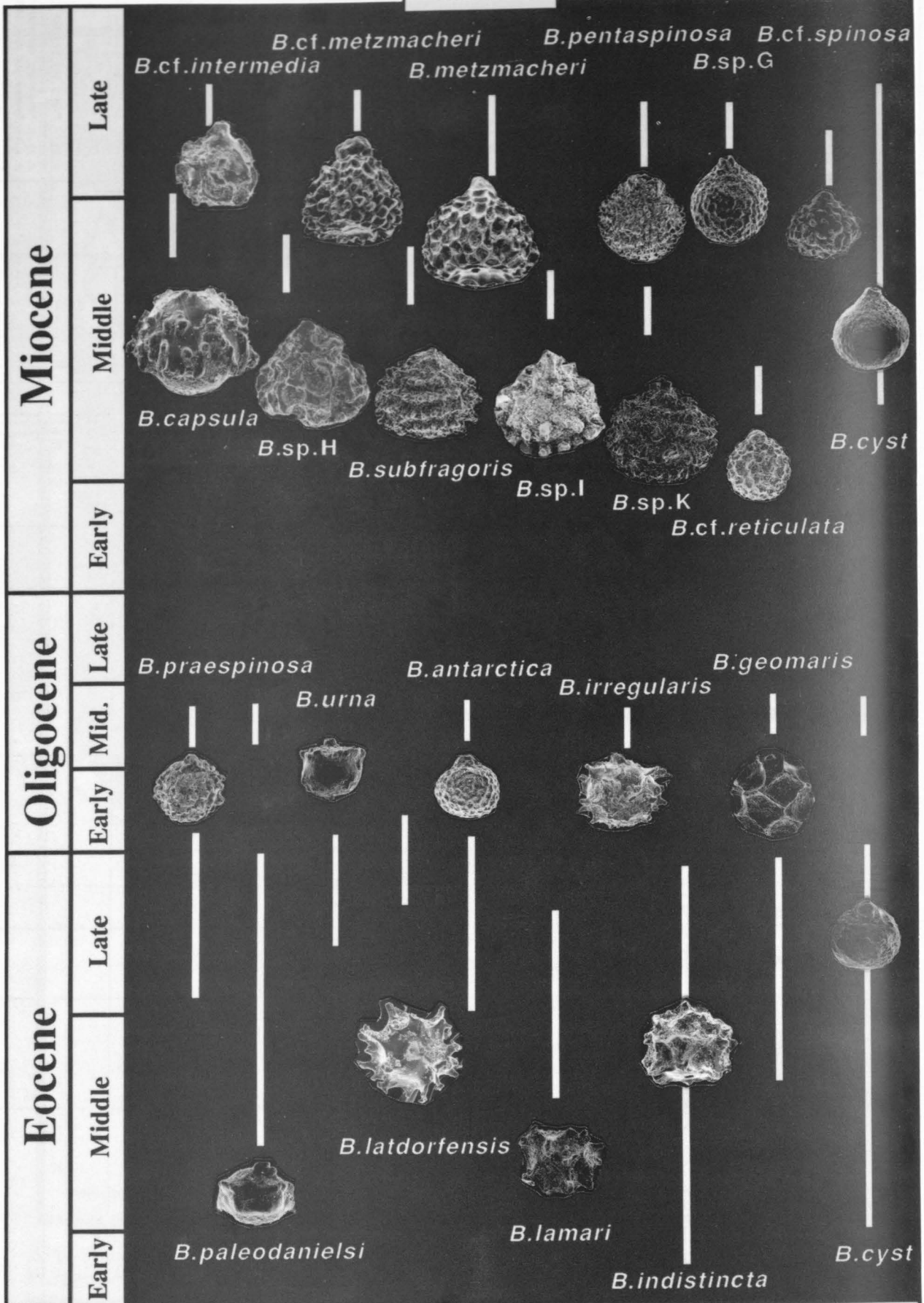


Abb. 8: Arbeitsgebiet im SW-Pazifik: Geschlossene Kreise kennzeichnen *Bolboforma*-Fundpunkte. Die detailliert bearbeiteten DSDP Bohrungen sind durch eine größere Schrift hervorgehoben.

Tafel I



Zusammenfassung aller im SW-Pazifik beobachteten *Bolboforma*-Taxa und Darstellung deren stratigraphischer Reichweiten

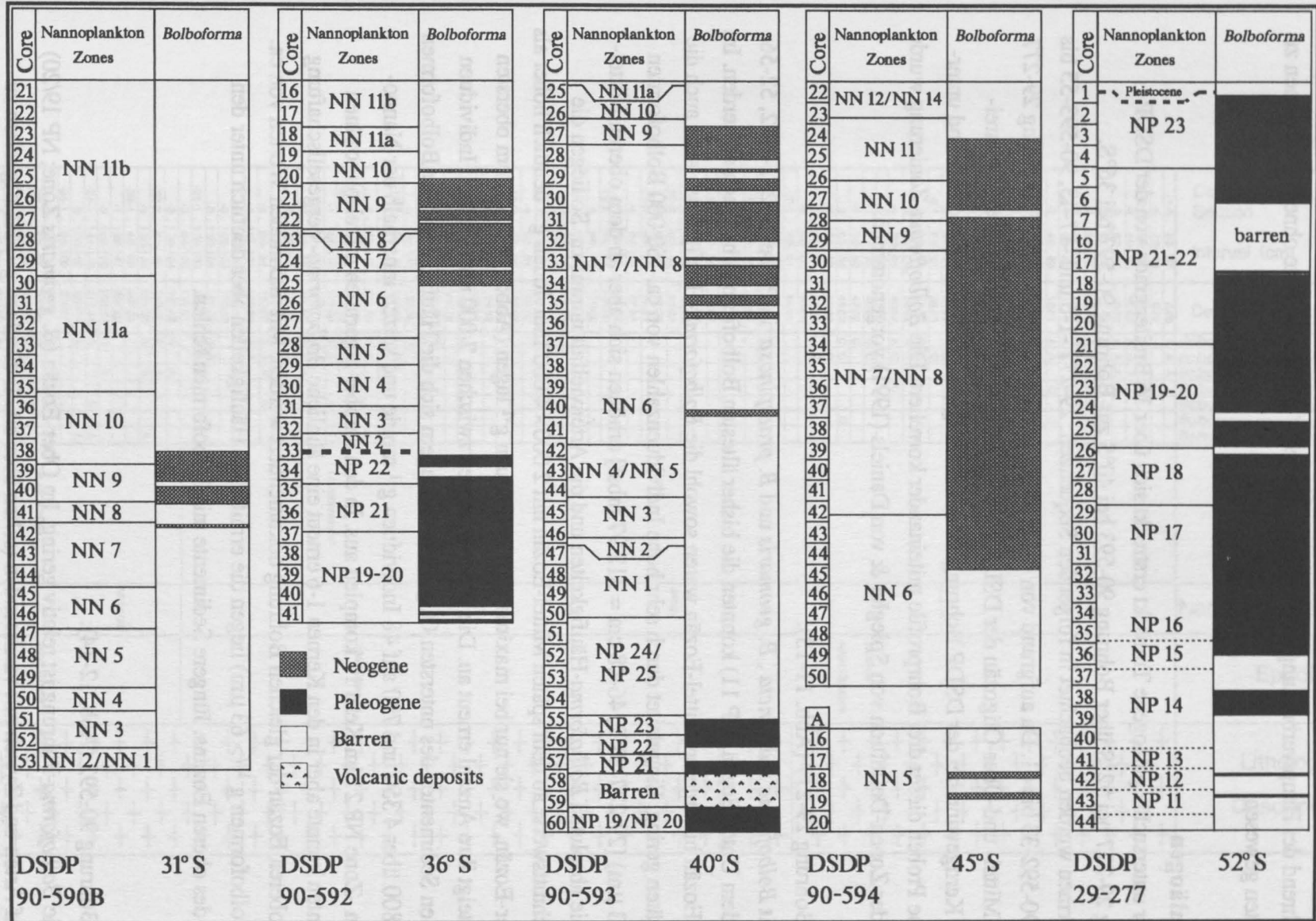


Abb. 10: *Bolboforma*-Vorkommen ausgewählter Bohrungen von Leg 90 und Leg 29. grau: *Bolboforma* im Neogen; schwarz: *Bolboforma* im Paläogen; weiß: keine *Bolboforma*. Nannoplankton-Zonen nach Edwards & Perch-Nielsen (1975), Lohmann (1986) und Martini (1986)

und auch die vertikale Reichweite der einzelnen Taxa in Abb. 11, 14, 15, 16 und 20 zeigen, sind auch während der Hauptverbreitungsepochen immer wieder Sedimentpakete ohne Bolboformen zu beobachten gewesen.

4.1. Paläogen

Der untersuchte paläogene Transekt erstreckt sich über 16 Breitengrade von der DSDP Bohrung 29-277 bei 52°S über Bohrung 90-593 bei 40°S zur Bohrung 90-592 bei 36°S. Bolboformen wurden beobachtet in folgenden Sequenzen: 29-277 -1-6 und -17-43, 90-593-55 bis 60 und 90-592-33 bis 41. Da aufgrund von Hiaten das Ober-Oligozän der DSDP Bohrung 29-277 und das Mittel- und Ober-Oligozän der DSDP Bohrung 90-592 fehlen bzw. nur ein unzureichender Kerngewinn bei der DSDP Bohrung 90-593 vorliegt, werden nur obereozäne und unter-oligozäne Proben dieser drei Bohrprofile miteinander korreliert. Die *Bolboforma*-Zonierung wurde anhand der Zonen-Definition von Spiegler & von Daniels (1991) vorgenommen.

DSDP Bohrung 29-277 (Abb. 11-13):

Mit *Bolboforma indistincta*, *B. geomaris* und *B. praespinosa* in Probe 29-277-43-2, 52-56 cm aus dem Unter-Eozän (NP 11) konnten die bisher ältesten Bolboformen beobachtet werden. Im unteren Eozän bis unteren Mittel-Eozän waren sowohl die *Bolboforma*-Häufigkeiten aber auch die Diversitäten gering. Eingeleitet durch sehr hohe Individuenzahlen von ca. 160 000 Bolboformen g⁻¹ (> 63 µm) [29-277-33-2, 46-48 cm = 312.97 mbsf] erhöhen sich aber ab dem oberen Mittel-Eozän die absoluten *Bolboforma*-Häufigkeiten und die Artenvielfalt nimmt zu. So liegen die Durchschnittswerte ab dem späten Mittel-Eozän mit 2 000 - 4 000 Individuen g⁻¹ deutlich höher als im Unter-Eozän, wo sie nur bei maximal 130 Individuen g⁻¹ lagen (Abb: 12a). Ab dem obersten Eozän steigt ihre Anzahl erneut an. Die Werte variieren zwischen 7 000 und 185 000 Individuen g⁻¹. In den Sedimenten des untersten Oligozäns verringern sich die Häufigkeiten der Bolboformen von 20 800 über 4 350 und 790 auf 48 Individuen g⁻¹ rapide und setzen innerhalb der Nannoplankton-Zone NP 21 im Kern 17 komplett aus. In den darüber lagernden mittel-oligozänen Sedimenten konnte aber in den Kernen 1-6 erneut eine ähnliche *Bolboforma*-Vergesellschaftung wie im oberen Eozän der gleichen Bohrung dokumentiert werden. Mit maximalen Werten von ca. 1 100 Bolboformen g⁻¹ (> 63 µm) liegen die ermittelten Häufigkeiten aber deutlich unter den Werten des oberen Eozäns. Jüngere Sedimente mit Bolboformen fehlen.

DSDP Bohrung 90-593 (Abb. 12-14):

Die *Bolboforma*-Führung ist relativ gering. Im Ober-Eozän (*B. geomaris* Zone; NP 19/20) sind fünf Arten und Zysten mit variierenden (selten über 800 Individuen g⁻¹) Häufigkeiten zu finden. Im Ober-Eozän (Kern-59 bis -60 Sektion 3) unterbricht 16 m mächtige Vulkanoklastika die

29 - 277												Bolboforma Zones	Nannoplankton Zones	Epoch	Lithologic Description	
Core Section	Interval (cm)	Depth (mbsf)	Bolboforma cyst	Bolboforma praespinosa	Bolboforma geomeris	Bolboforma irregularis	Bolboforma paleodanilei	Bolboforma antarctica	Bolboforma indistincta							
-30-2	60-63	275.02	A						A	<i>B. indistincta</i>	NP16/17	middle Eocene				
-3	57-59	276.58	C				A		A							
-6	60-60	279.55	A		A				A							
-31-1	34-48	282.91														
-1	60-63	283.02	A		A		A		A							
-2	100-103	285.02	C		C		C		A	?	NP15					
-32-3	98-101	286.00	C		A		C		A							
-33-2	46-48	312.97			A				A							
-33-2	114-129	313.71														
-34-1	48-48	330.47		A												
-35-1	60-62	349.41	F		F	F										
-2	60-62	351.01	A						F							
-36-2	48-50	389.99	C													
-2	90-107	370.47									NP14					
-3	57-59	371.59														
-37-2	57-59	379.58														
-38-1	99-112	388.06									NP13 NP12 NP11	lower Eocene				
-2	67-69	389.08	F													
-39-2	66-69	395.58	F													
-40-2	45-48	407.97														
-41-2	49-50	417.50														
-42-2	62-65	427.03	F													
-3	63-67	428.61														
-43-2	62-65	436.53		R	R				R		Pliocene					
-44-3	43-45	447.44														
-45-2	44-48	455.45														

Abb. 11: Verbreitung von *Bolboforma* im DSDP Bohrloch 29-277 und Korrelation zu der Zonierung des kalkigen Nannoplanktons.

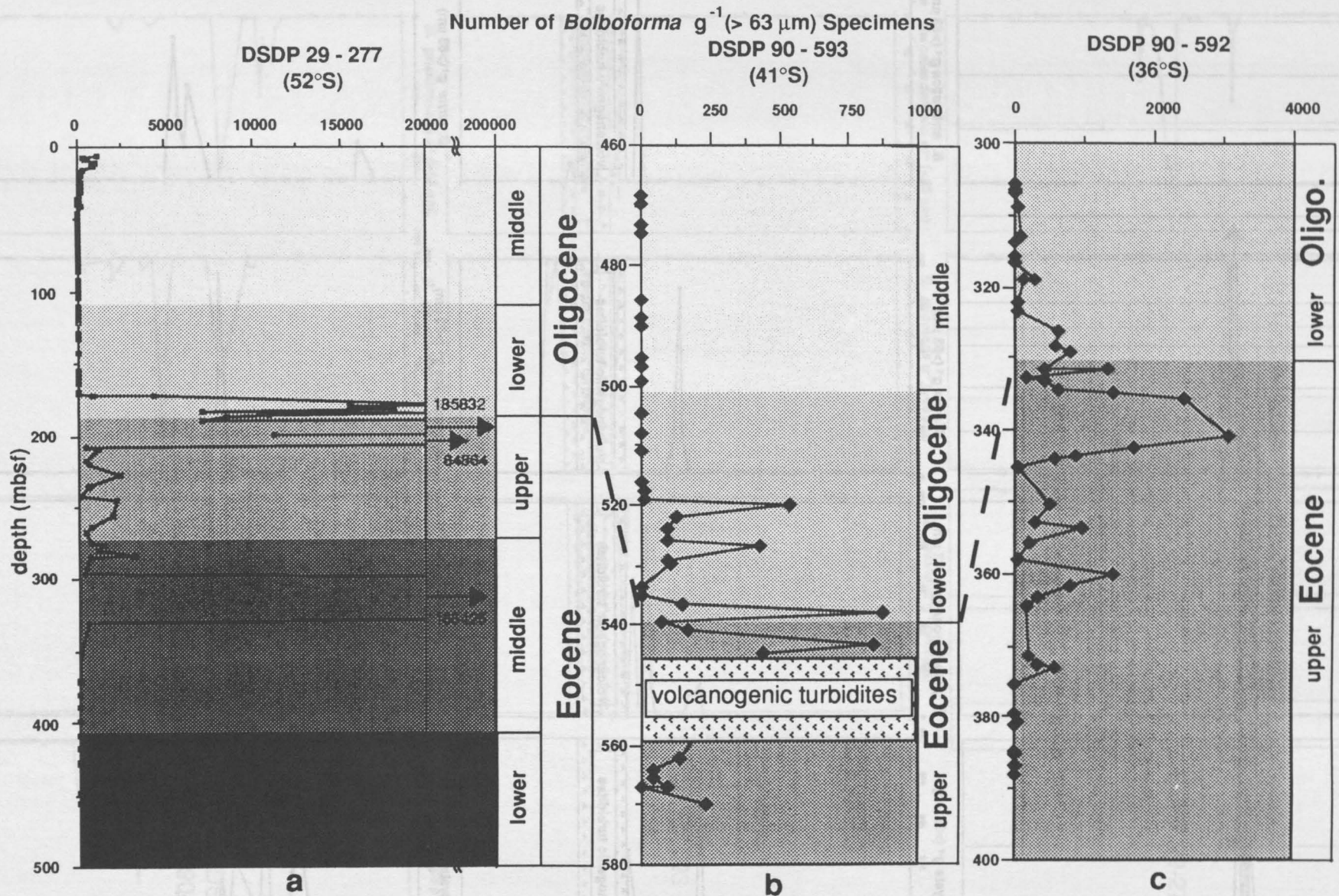


Abb. 12: *Bolboforma*-Häufigkeiten im Paläogen der DSDP Bohrungen 29-277 (a), 90-593 (b) und 90-592 (c). Man beachte die unterschiedlichen Maßstäbe.

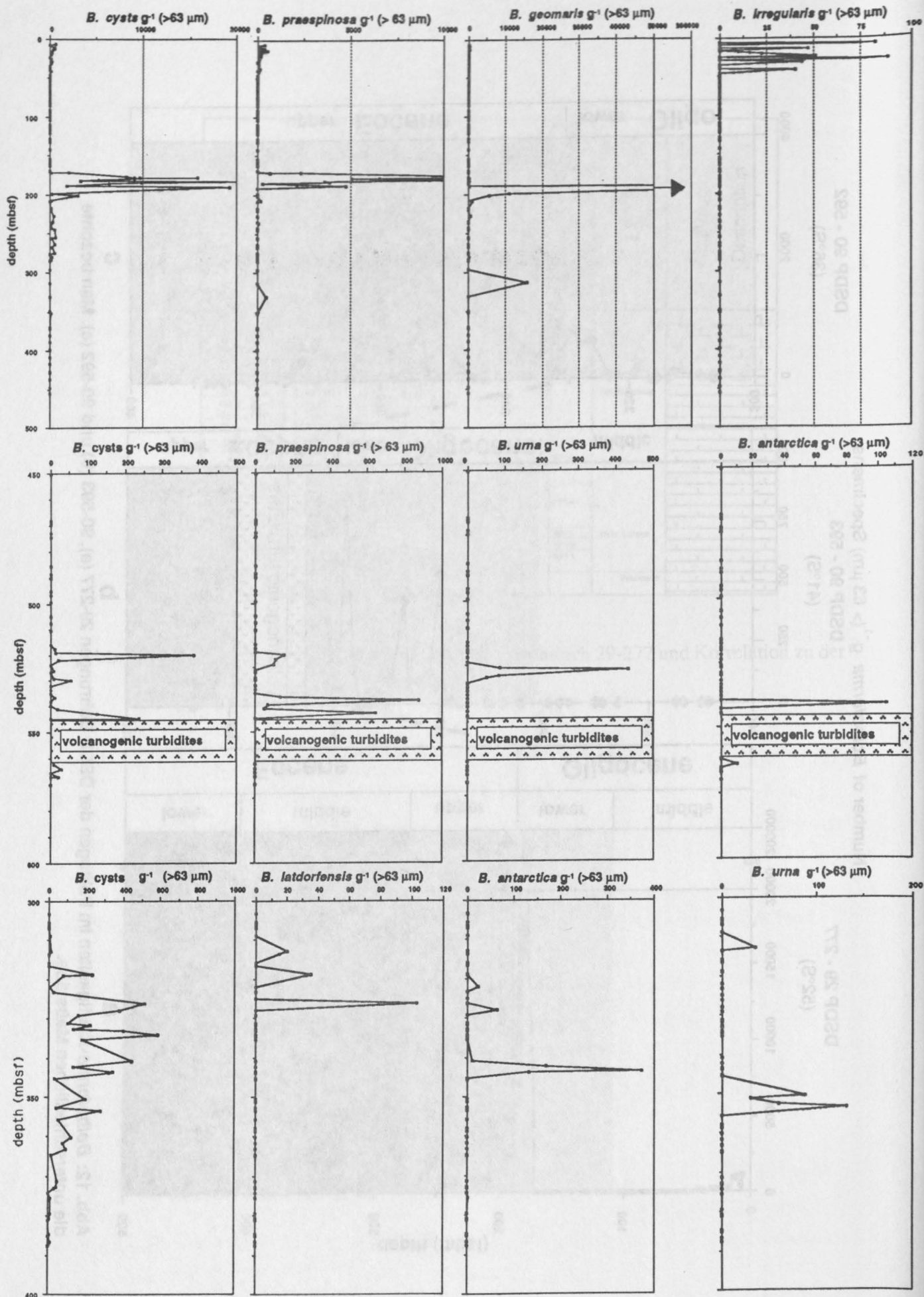
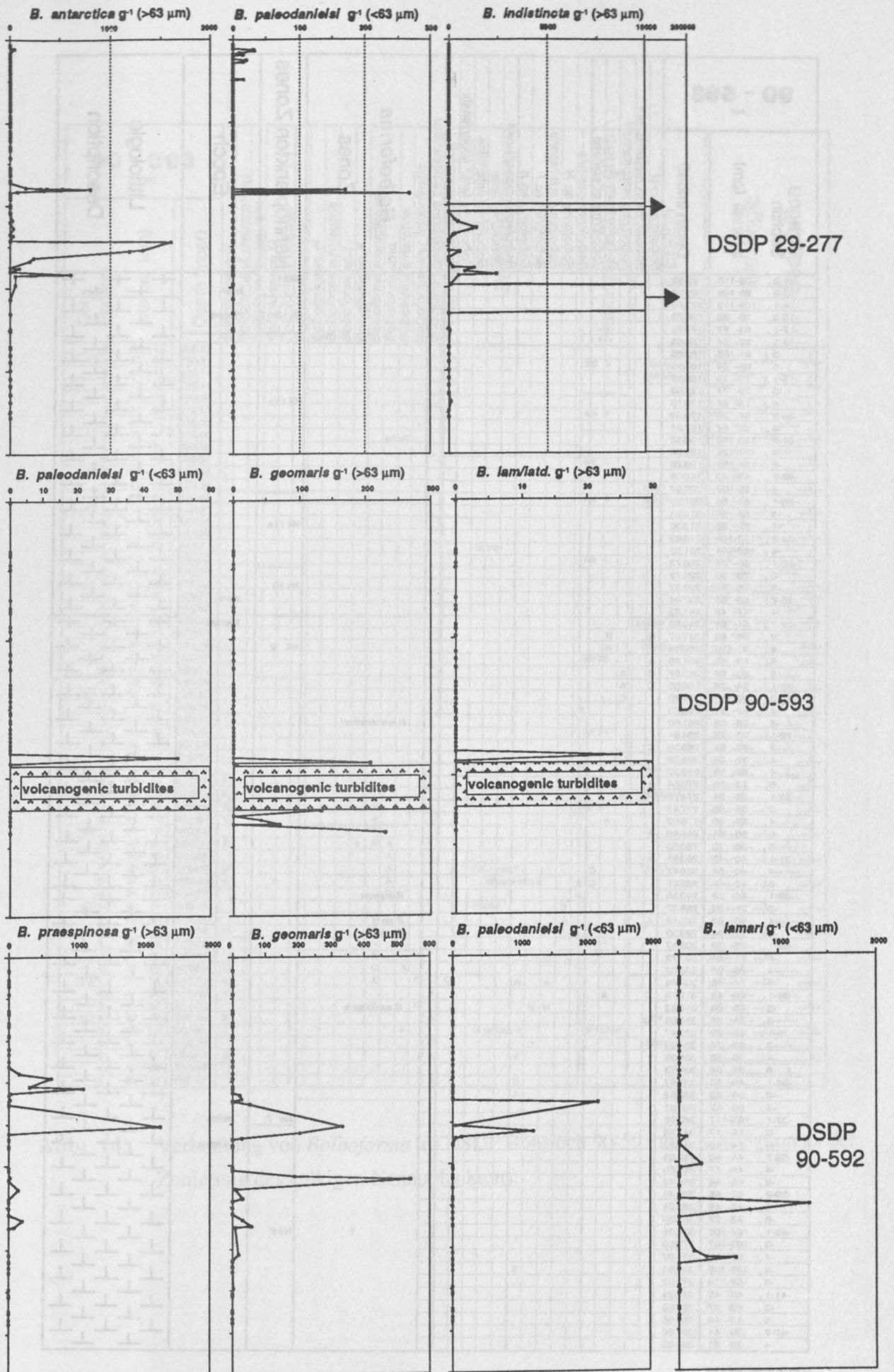


Abb. 13: Häufigkeiten einzelner Bolboforma-Arten im Paläogen der DSDP-Bohrungen 29-277, 90-593 und 90-592.



90 - 593

1. Part

[illegible]

to be continued next page

90 - 593																			Bolboforma		Nannoplankton Zones		Epoch		Lithologic																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																												
2. Part																			Zones						Description																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																												
Core Section	Interval (cm)	Depth (mbsf)	Bolboforma cyst	Bolboforma cf. metzmacheri	Bolboforma metzmacheri	Bolboforma sp. G	Bolboforma cf. spinosa	Bolboforma capsula	Bolboforma sp. H	Bolboforma subfragilis	Bolboforma sp. I	Bolboforma sp. K	Bolboforma praespinosa	Bolboforma urna	Bolboforma antarctica	Bolboforma lam./ latorfensis	Bolboforma geomaris	Bolboforma paleodanilei																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																			
-6.	36-38	396.97																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																			

Abb. 14: Verbreitung von *Bolboforma* im DSDP Bohrloch 90-593 und Korrelation zu der Zonierung des kalkigen Nannoplanktons.

90 - 592																							Bolboforma Zones	Nannoplankton Zones	Epoch	Lithologic Description
Core Section	Interval (cm)	Depth (mbaf)	Bolboforma cysts	Bolboforma cf. intermedia	Bolboforma cf. metzmacheri	Bolboforma metzmacheri	Bolboforma sp. G	Bolboforma spinosa	Bolboforma capsula	Bolboforma sp. H	Bolboforma subfragilis	Bolboforma sp. I	Bolboforma sp. K	Bolboforma urna	Bolboforma latidorsalis	Bolboforma antarctica	Bolboforma praespinosa	Bolboforma geomaris	Bolboforma paleodanica	Bolboforma lemeri	Bolboforma cf. geomaris	Bolboforma indistincta				
-4	67- 82	269.79																								
0	60- 74	271.87																								
-20-1	101-105	274.33																								
-3	101-104	277.32																								
-5	101-115	280.39																								
-31-1	111-114	284.02																								
-3	111-125	287.04																								
-6	112-115	290.03																								
-22-1	86- 89	292.37																								
-3	86- 89	293.37																								
-5	94- 79	290.21																								
-33-1	111-114	303.22																								
-3	35- 37	305.46																								
-3	113-127	309.30																								
-4	35- 33	309.99																								
-6	77- 60	309.99																								
-34-1	111-110	312.83																								
-2	35- 39	313.59																								
-3	110-124	315.67																								
-4	35- 33	316.59																								
-5	110-115	318.62																								
-6	39- 41	319.10																								
-35-1	77- 79	322.08																								
-2	39- 41	323.20																								
-3	74- 88	325.11																								
-4	38- 39	326.17																								
-5	75- 77	326.08																								
-6	31- 34	329.13																								
-36-1	35- 39	331.27																								
-1	73- 78	331.65																								
-2	39- 39	332.77																								
-2	77- 79	333.18																								
-3	29- 32	334.20																								
-3	77- 91	334.75																								
-3	146-149	335.38																								
-37-1	37- 30	340.88																								
-2	38- 39	342.37																								
-3	17- 20	343.68																								
-3	37- 40	343.89																								
-4	25- 29	345.27																								
-4	39- 62	345.45																								
-38-1	39- 39	350.48																								
-1	102-116	351.19																								
-2	102-105	352.63																								
-3	39- 39	353.48																								
-4	102-107	355.64																								
-6	35- 39	357.97																								
-6	109-120	358.73																								
-39-1	62- 67	360.24																								
-2	36- 38	361.66																								
-3	40- 63	363.16																								
-4	37- 40	364.58																								
-4	61- 85	364.78																								
-40-2	69- 64	371.41																								
-3	37- 40	372.89																								
-4	31- 34	373.13																								
-4	68- 72	374.15																								
-5	13- 18	375.45																								
-41-1	66- 60	379.47																								
-2	38- 41	380.80																								
-2	63- 72	381.05																								
-4	73- 76	384.74																								
-6	31- 34	385.23																								
-6	31- 34	385.73																								
-6	76- 90	387.23																								

Abb. 15: Verbreitung von *Bolboforma* im DSDP Bohrloch 90-592 und Korrelation zu der Zonierung des kalkigen Nannoplanktons.

pelagische Abfolge. Im Unter-Oligozän nehmen die Bolboformen unter Schwankungen weiter ab und erreichen nur noch gelegentlich Werte über 500 Bolboformen g^{-1} ($> 63 \mu m$). Kennzeichnend sind *Bolboforma urna*, *Bolboforma praespinosa* sowie Zysten. Ab dem oberen Unter-Oligozän konnten keine paläogenen Bolboformen mehr beobachtet werden.

DSDP Bohrung 90-592 (Abb. 12-13, 15):

Die *Bolboforma*-Führung ist relativ gut. Im Ober-Eozän kennzeichnen sechs Arten und Zysten die *B. geomaris* Zone (NP 19/20 bis NP 21 unten). Das Aussetzen von *B. geomaris* kennzeichnet die Grenze Eozän / Oligozän. In den Sedimenten des Ober-Eozäns sind starke Fluktuationen in den *Bolboforma*-Häufigkeiten zu beobachten. Eingeleitet durch geringe Häufigkeiten, erhöhen sich die Werte während des Ober-Eozäns kontinuierlich, um im obersten Eozän mit ca. 3 000 Individuen g^{-1} die höchsten Werte zu erreichen. Im unteren Oligozän nehmen die Bolboformen stark ab, um im oberen Unter-Oligozän in der Nannoplankton-Zone NP 22 ganz auszusetzen. Im unteren Bereich dominieren *Bolboforma praespinosa*, im oberen *B. latdorfensis*. Mittel- und Ober-Oligozän fehlen.

Der Vergleich der *Bolboforma*-Häufigkeiten in den ober-eozänen / oligozänen Sequenzen der drei oben genannten DSDP Bohrungen zeigt, daß vom obersten Eozän bis zum untersten Oligozän die *Bolboforma*-Häufigkeiten in der DSDP Bohrung 29-277 bedeutend höher sind als in den DSDP Bohrungen 90-592 und 90-593. Während sie im untersten Oligozän der DSDP Bohrung 29-277 zunächst aussetzen, lassen sie sich noch bis in das oberste Unter-Oligozän in den DSDP Bohrungen 90-592 und 90-593 nachweisen, um dann auch hier zu verschwinden. Das bei Bohrung 29-277 beobachtete erneute Einsetzen der Bolboformen im Mittel-Oligozän konnte aufgrund eines Hiatus bzw. unzureichenden Kerngewinns weder bei Bohrung 90-592 noch bei 90-593 nachgewiesen werden.

4.2. Neogen

Bolboformen konnten in den mittel- und obermiozänen Sedimenten der DSDP Bohrungen 90-594 [45°S], 90-593 [40°S], 90-592 [36°S] und 90-590 B [31°S] beobachtet werden. Das detailliert bearbeitete N / S - Profil umspannt somit 14 Breitengrade (Abb. 8).

Die Analysen der *Bolboforma*-Vergesellschaftungen der mittel- / ober-miozänen Probenserien aus den DSDP Bohrungen des SW-Pazifiks zeigten rasche vertikale Wechsel in der Artenfolge und somit eine gute stratigraphische Wertigkeit der Bolboformen. Da diese Arten-Abfolge in den Probenserien der DSDP Bohrungen 90-594, 90-593, 90-592 und 90-590B fast identisch ist, konnten die entsprechenden Sequenzen gut miteinander korreliert werden. Doch ist die zum Teil sehr kurze vertikale Reichweite der *Bolboforma*-Arten und der manchmal zu große Probenabstand die Ursache dafür, daß nicht überall die komplette *Bolboforma*-Abfolge dokumentiert werden konnte. Während die Artenvielfalt der neogenen Bolboformen in den Proben der DSDP Bohrungen 90-592, 90-593 und 90-594 bis zu zwölf Spezies umfaßt, ergab die Analyse des Probenmaterials der DSDP Bohrung 90-590 lediglich vier *Bolboforma*-Arten. In fast allen untersuchten Proben bilden kleine Bolboformen ohne erkennbare Oberflächenstruktur einen Teil der *Bolboforma*-Vergesellschaftung. Sie werden als *Bolboforma* Zysten zusammengefaßt. Die detaillierte Erfassung der *Bolboforma*-Häufigkeiten zeigt in allen DSDP-Bohrungen zum Teil extreme Schwankungen.

DSDP Bohrung 90-594 (Abb. 16 -17)

Aus Abb. 16 sind die vertikale Reichweite und die relativen Häufigkeiten der Bolboformen ersichtlich; im tieferen Mittel-Miozän (NN 5 Nannoplankton-Zonierung nach Lohmann 1986) finden sich vereinzelt retikulierte Bolboformen. Die kontinuierliche Abfolge mit Bolboformen beginnt in der oberen NN 6 Zone bei Teufe 420.74 mbsf und endet in der oberen NN 11a Zone bei 224.13 mbsf, d. h. fast 200 m mächtige Sedimente führen Bolboformen. 11 Arten und Zysten wurden beobachtet. Abb. 17 zeigt die absoluten Häufigkeiten der einzelnen Arten auf und dokumentiert sehr eindrucksvoll, wie sich vom Liegenden zum Hangenden die Arten *B. cf. reticulata*, *B. sp. K*, *B. subfragoris*, *B. sp. H*, *B. capsula*, *B. cf. spinosa*, *B. cf. metzmacheri*, *B. metzmacheri* und *B. cf. intermedia* sukzessive ablösen. Einzig *B. pentaspinosa* überstreicht ein längeres Intervall. Bemerkenswert ist das zweigipfelige Vorkommen von *B. subfragoris*, das sich zunächst bei 361.65 mbsf mit maximal 4 300 Individuen g⁻¹ dokumentiert und dann noch zwischen 351.73 bis 334.91 mbsf mit maximal 3 200 Exemplaren g⁻¹. Immer waren in den Proben dieser Teufen auch glatte Zysten zu beobachten; doch nehmen diese in der Teufe bei 354.21 mbsf bis auf 10 000 g⁻¹ zu, d. h. sie ersetzen *B. subfragoris*. Der Vergleich der Häufigkeiten von bestimmaren Bolboformen zu glatten Zysten zeigt generell ein gegenläufiges Verhalten.

90 - 594/A															Bolboforma Zones	Nannoplankton Zones	Epoch	Lithologic Description
Core Section	Interval (cm)	Depth (mbsf)	Bolboforma cysts	Bolboforma intermedia	Bolboforma cf. metzmacheri	Bolboforma metzmacheri	Bolboforma pentaspinosa	Bolboforma sp. G	Bolboforma cf. spinosa	Bolboforma capsula	Bolboforma sp. H	Bolboforma subragoris	Bolboforma sp. K	Bolboforma cf. reticulata				
-20-3	22- 24	181.93													NN 15	lower Pliocene	+	
-6	48- 50	185.19															+	
-21-2	0- 16	189.87													NN 14-12		+	
-4	48- 50	193.29															+	
-6	49- 51	196.30															+	
-23-1	129-146	208.87															+	
-2	0- 16	209.08															+	
-4	52- 54	212.53															+	
-6	52- 54	215.53															+	
-24-1	98-114	218.16															+	
-3	51- 53	220.62															+	
-6	102-104	224.13															+	
-25-2	10- 12	228.31	A			A									NN 11	upper Miocene	+	
-4	107-121	232.35	R			F	R										+	
-6	10- 15	234.32				A	A										+	
-26-1	102-104	237.33	C														+	
-2	0- 16	237.88						R									+	
-4	53- 58	241.35	A					A							NN 10		+	
-27-1	130-135	247.22	C					A									+	
-3	52- 54	249.43						C									+	
-6	51- 53	252.42	A		A												+	
-28-1	97-113	256.55															+	
-3	48- 50	258.99	A		F			C							NN 9		+	
-5	70- 72	262.21	A					A									+	
-29-1	104-106	266.15	A					A									+	
-2	0- 16	266.68						C									+	
-4	101-116	270.69						C									+	
-6	101-103	273.62	C					C									+	
-30-2	48- 50	276.69	A					A									+	
-4	48- 50	279.69	A					A									+	
-6	48- 50	282.69	A					A									+	
-31-1	43- 48	284.75	A					C									+	
-3	47- 49	287.78	A					A									+	
-6	6- 20	290.42						C									+	
-33-CC	12- 17	313.05	A				A										+	
-34-1	48- 50	313.59	A					A									+	
-3	47- 49	316.58						A									+	
-6	53- 55	319.62						A									+	
-35-2	50- 52	324.71	A							A							+	
-4	101-115	326.28								C							+	
-6	50- 52	329.21	A							A							+	
-36-1	43- 48	332.75	A							A							+	
-2	104-118	334.91	R							R	F						+	
-5	30- 33	338.61	A								A	C					+	
-37-1	102-117	342.99	R									A					+	
-38-1	22- 24	351.73	C									A					+	
-3	10- 12	354.21	A				C										+	
-39-1	53- 58	361.65	A									A					+	
-2	110-112	363.71	A														+	
-40-1	103-118	371.21	C														+	
-2	110-115	372.72	A				C										+	
-4	98-100	375.59	A									A					+	
-41-1	48- 50	380.79										C					+	
-2	103-117	382.91															+	
-5	10- 12	386.41										A					+	
-42-2	53- 58	391.95										A			NN 7	middle Miocene	+	
-4	53- 58	394.95										A					+	
-43-1	52- 57	400.04										A					+	
-44-1	0- 15	409.18										F					+	
-45-1	103-119	419.81										A					+	
-2	52- 57	420.74															+	
-46-2	53- 55	430.34													NN 6		+	
-47-1	98-114	438.96															+	
-48-2	0- 15	449.09															+	
-3	103-105	451.54															+	
-49-2	0- 15	456.68															+	
-4	48- 50	462.09															+	
-50-2	28- 33	466.50															+	
-51-1	53- 58	476.85															+	
-52-2	0- 16	487.48															+	
-13-2	0- 15	506.67															+	
-17-2	107-121	546.14															+	
-18-1	42- 58	553.60															+	
-19-1	118-132	563.95															+	
-20-1	117-131	573.64															+	
-21-1	103-118	583.00													NN 5		+	
-22-1	7- 21	591.64															+	
-23-2	64- 80	603.22															+	
-24-2	66- 82	612.94															+	
-26-1	104-118	631.01															+	

Abb. 16: Verbreitung von *Bolboforma* im DSDP Bohrloch 90-594, 594A und Korrelation zu der Zonierung des kalkigen Nannoplanktons.

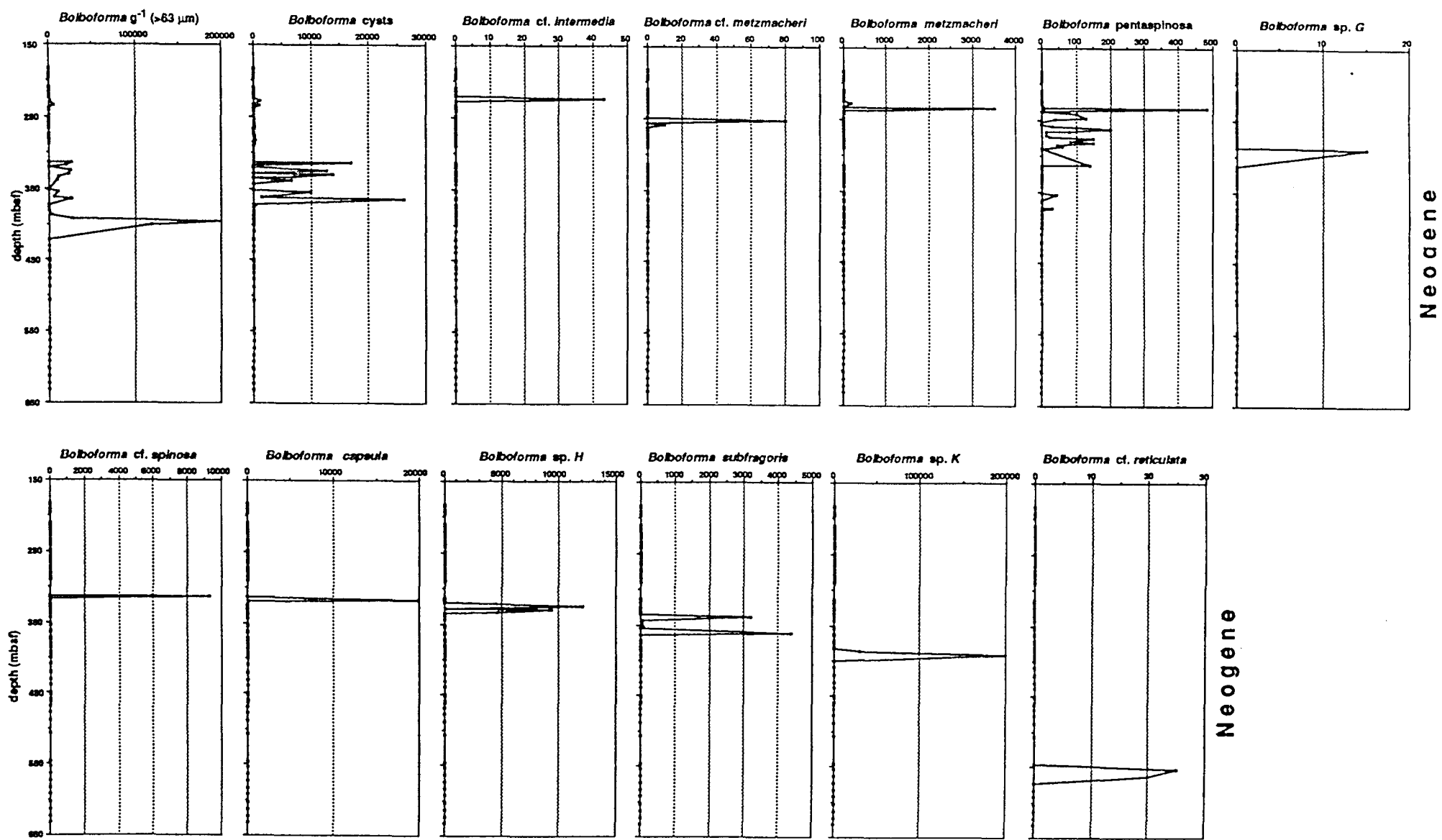


Abb. 17: Absolute Häufigkeiten einzelner *Bolboforma*-Taxa, -Zysten und der Gesamtanzahl im Neogen der DSDP Bohrung 90-594.

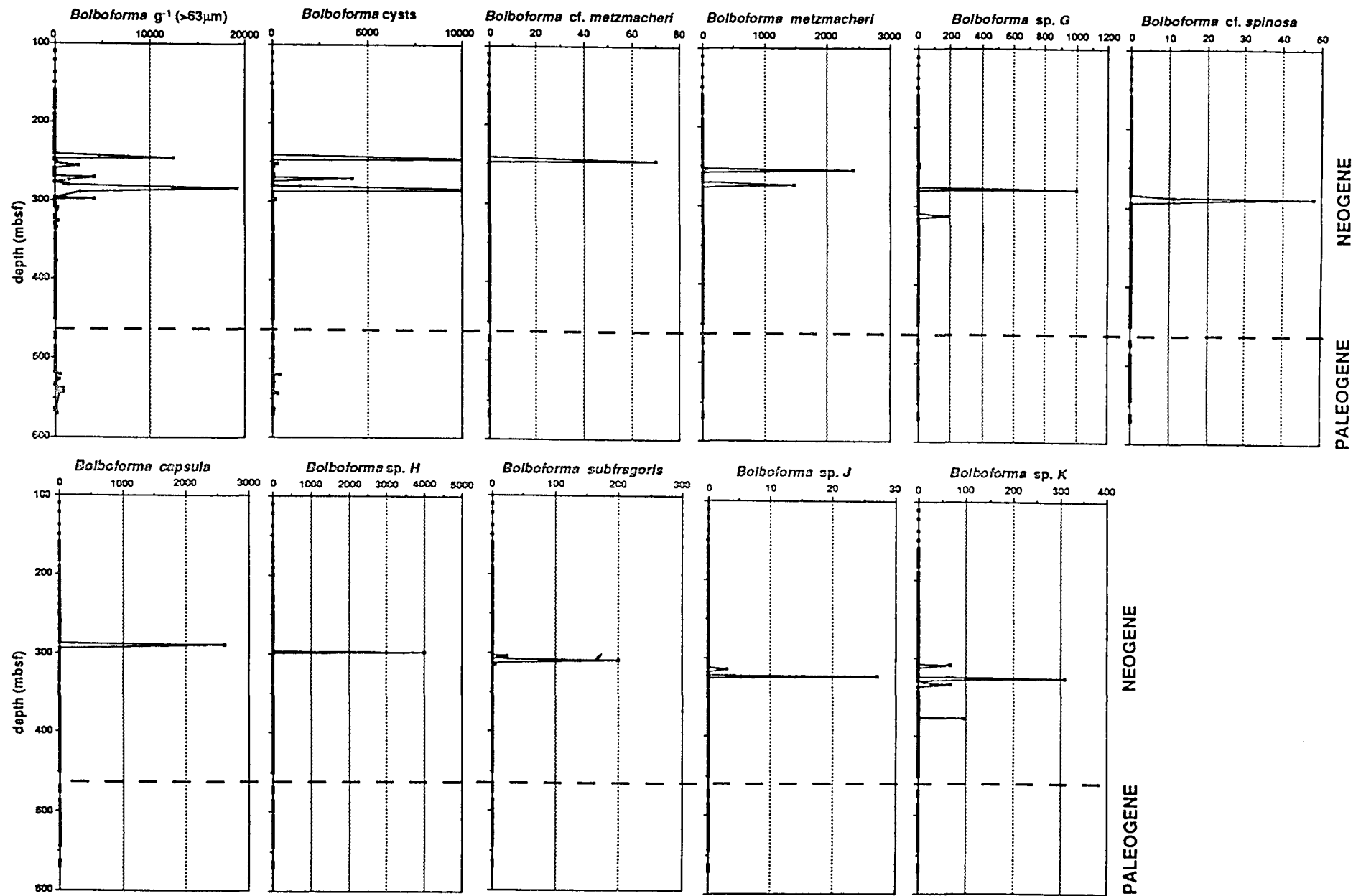


Abb. 18: Absolute Häufigkeiten einzelner *Bolboforma*-Taxa, -Zysten und der Gesamtanzahl im Neogen der DSDP Bohrung 90-593.

DSDP Bohrung 90-593 (Abb. 14 und 18):

Wie in Abb. 14 dokumentiert sind die unter-miozänen und auch der untere Bereich der mittel-miozänen Sedimente frei von Bolboformen. Nur in Probe 40-5, 102-105 cm bei 376.93 mbsf wurde in der NN 6 Zone *B. sp. K* beobachtet, die dann ab 333.52 mbsf häufiger wird. Ab der NN 7 Zone bis zur Grenze NN 9 / NN 10 (Nannoplankton-Stratigraphie nach Lohmann 1986) kommen Bolboformen regelmäßig vor. Aus Abb. 18 ist zu erkennen, daß sich vom Liegenden zum Hangenden die einzelnen Taxa sukzessive ablösen. Die vertikale Abfolge ist vergleichbar der bei DSDP Bohrung 90-594 beschriebenen. Neu ist *Bolboforma sp. I*. Die Untersuchungen der *Bolboforma*-Häufigkeiten ergaben auch hier starke Fluktuationen der Werte.

DSDP Bohrung 90-592 (Abb. 15 und 19):

In den mittel- und ober-miozänen Sedimenten der DSDP Bohrung 90-592 ließen sich ähnliche Vergesellschaftungen und Abfolgen dokumentieren wie in den gleichalten Sedimenten der DSDP Bohrungen 90-593 und 90-594. Im oberen Bereich der NN 6 Zone beginnt die Abfolge (FO= First Occurrence) mit *Bolboforma sp. K.*, wird abgelöst von *B. sp. I*, dann von *B. subfragoris*, *B. sp. H*, *B. capsula* über *B. pentaspinosa*, um dann *B. sp. G* und Bolboformen der *B. metzmacheri* - Gruppe Platz zu machen. Das Hangende ist durch *B. cf. intermedia* gekennzeichnet. Innerhalb der NN 10 Zone setzen auch in dieser DSDP Bohrung die Bolboformen aus. Wie auch bei den anderen DSDP-Bohrungen ergab die quantitative Analyse der *Bolboforma*-Häufigkeiten, daß in einer Probe oft nur eine Art mit großen Häufigkeiten dominiert.

DSDP Bohrung 90-590B (Abb. 20 und 21)

Lediglich drei *Bolboforma*-Arten und Zysten ließen sich im Mittel- und Ober-Miozän der DSDP Bohrung 90-590B nachweisen, wobei *Bolboforma* Zysten in den untersuchten Proben die Vergesellschaftungen dominieren. Auch die absoluten Häufigkeiten der *Bolboforma*-Arten sind als sehr gering anzusehen.

Die Zusammenfassung der oben beschriebenen Beobachtungen ergibt, daß Bolboformen in den neogenen Sedimenten des SW-Pazifiks sowohl in der Artenzahl als auch in der Individuenzahl von S nach N abnehmen (Tab. 3 und 4), wobei die Diversität und Dominanz in der nördlichen Bohrung ganz besonders gering waren.

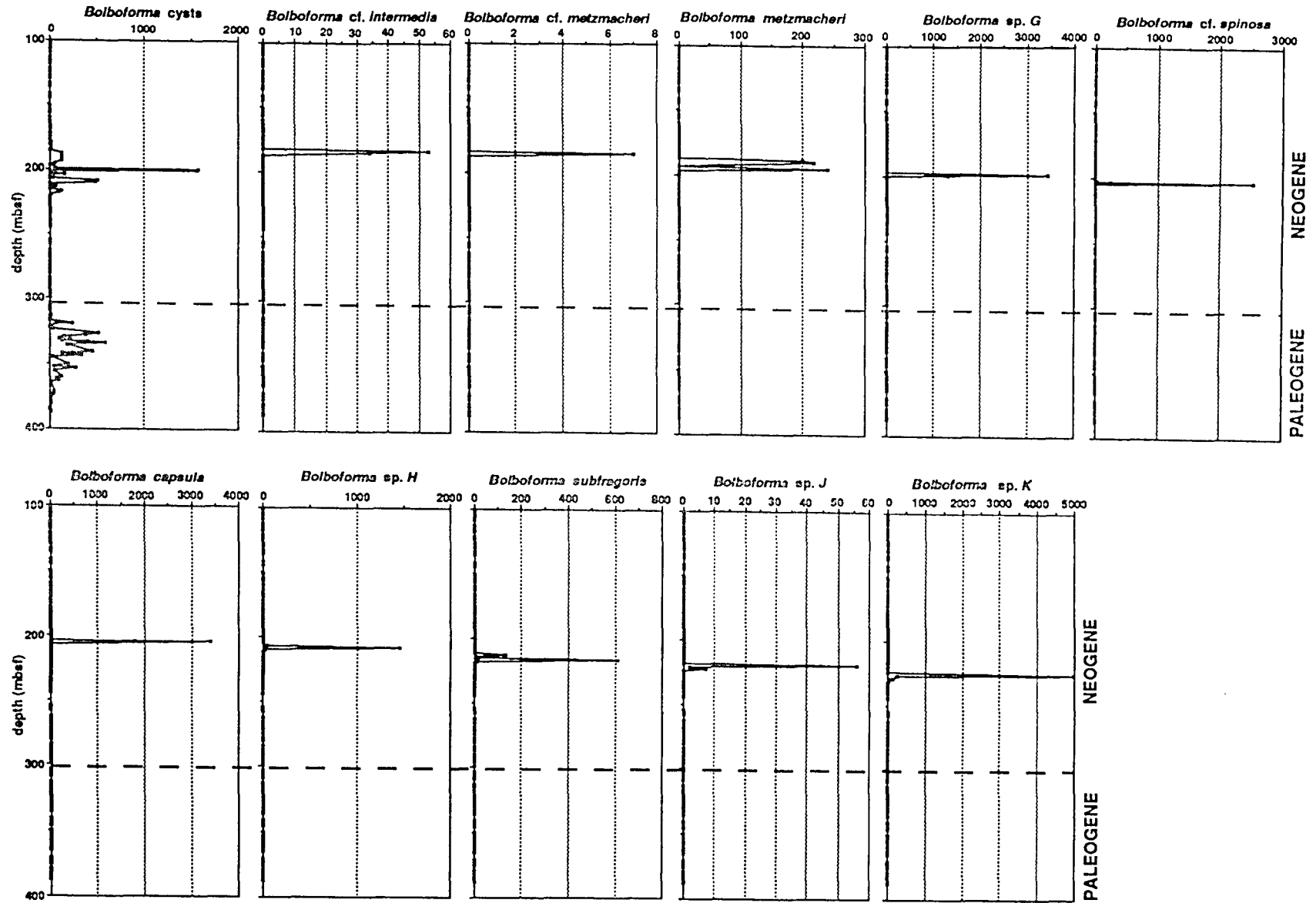


Abb. 19: Absolute Häufigkeiten einzelner *Bolboforma*-Taxa, -Zysten und der Gesamtanzahl im Neogen der DSDP Bohrung 90-592.

90 - 590 B						Bolboforma cysts	Bolboforma sp. G	Bolboforma capsula	Bolboforma sp. H	Bolboforma Zones	Nannoplankton Zones	Epoch	Lithologic Description
Core Section	Interval (cm)	Depth (mbsf)											
-31-1	60- 74	278.97									NN 11 a	upper Miocene	
-32-1	68- 70	288.53											
-33-2	36- 50	299.43									NN 10		
-34-2	98-110	309.63											
-35-3	46- 59	320.22									NN 9		
-36-2	100-114	328.87											
-37-2	64- 78	337.93									NN 8	middle Miocene	
-4	100-102	341.41											
-6	100-103	344.41									NN 7		
-38-2	58- 70	347.63											
-4	100-103	351.01	C							<i>B. metzmacheri</i>	NN 6		
-6	100-103	354.01	F										
-39-1	40- 43	355.51			A						NN 5	lower Miocene	
-3	40- 43	358.51	R										
-6	40- 54	361.57									NN 4		
-6	40- 43	363.01	C										
-40-1	118-132	365.94									NN 3		
-2	53- 56	368.74	R										
-4	40- 43	369.61			A					<i>B. capsula</i>	NN 2		
-6	40- 43	372.61	R										
-41-1	45- 48	374.76			A					<i>B. sp. H</i>	NN 1		
-2	45- 48	376.27											
-2	54- 68	378.41									NN 6		
-4	50- 53	379.32											
-6	50- 53	382.32									NN 7		
-42-1	50- 53	384.42	A										
-42-3	87-101	387.84									NN 8		
-43-3	46- 60	397.03											
-44-3	70- 84	406.87									NN 5		
-45-2	54- 68	414.81											
-46-5	119-133	429.58									NN 4		
-47-3	118-130	436.13											
-48-1	84- 98	442.41									NN 3		
-49-1	42- 56	451.59											
-49-5	65- 79	457.82									NN 2		
-50-1	30- 45	461.07											
-51-1	118-130	471.53									NN 1		
-52-1	68- 80	480.63											
-53-1	28- 42	489.85											
-53-7	12- 26	488.68											

Abb. 20: Verbreitung von *Bolboforma* im DSDP Bohrloch 90-590B und Korrelation zu der Zonierung des kalkigen Nannoplanktons.

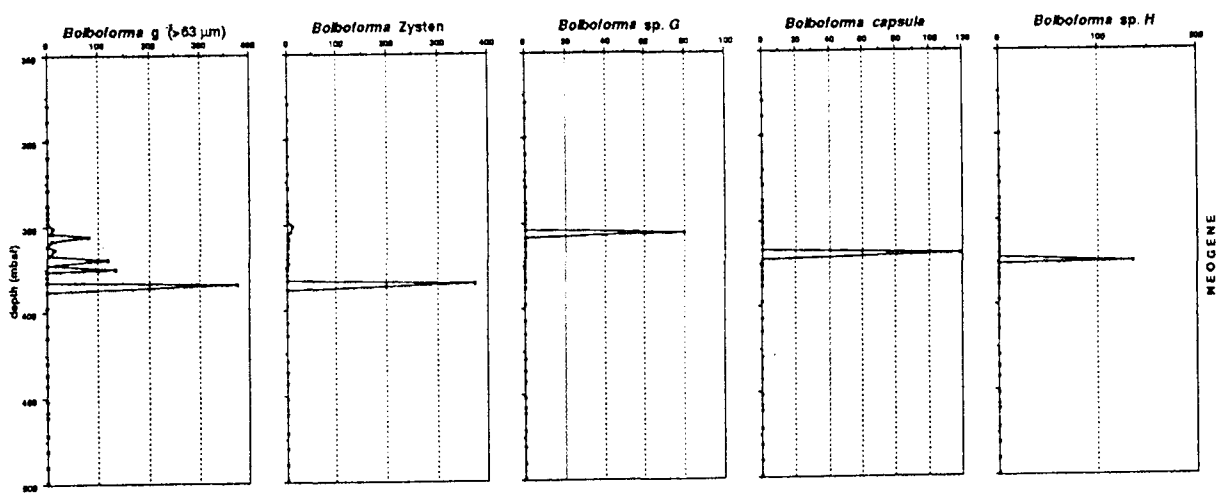


Abb. 21: Absolute Häufigkeiten einzelner *Bolboforma*-Taxa, -Zysten und der Gesamtanzahl im Neogen der DSDP Bohrung 90-590B.

	N			S
DSDP-Bohrungen	90-590	90-592	90-593	90-594
Mittelwert der <i>Bolboforma</i> -Häufigkeiten g ⁻¹ (> 63 µm)	74	820	2 200	14 000
Maximalwerte der <i>Bolboforma</i> -Häufigkeiten g ⁻¹ (> 63 µm)	400	5 000	20 000	200 000
Artenvielfalt	4	11	10	12

Tab. 3: Dominanz und Diversität von *Bolboforma* im Neogen des SW-Pazifiks
(DSDP Bohrungen 90-590B, 90-592, 90-593 und 90-594)

	N			S
<i>Bolboforma</i> Spezies	90-590 B	90-592	90-593	90-594
<i>Bolboforma</i> Zysten	400	1 500	20 000	25 000
<i>Bolboforma</i> cf. <i>intermedia</i>	*	50	*	40
<i>Bolboforma</i> cf. <i>metzmacheri</i>	*	10	70	80
<i>Bolboforma metzmacheri</i>	*	200	2 300	3 500
<i>Bolboforma pentaspinosa</i>	*	*	*	500
<i>Bolboforma</i> sp. G	80	3 200	1 000	20
<i>Bolboforma</i> cf. <i>spinosa</i>	*	2 500	50	9 000
<i>Bolboforma capsula</i>	120	3 200	2 500	20 000
<i>Bolboforma</i> sp. H	100	1 300	4 000	12 000
<i>Bolboforma subfragoris</i>	*	600	200	4 500
<i>Bolboforma</i> sp. I	*	60	30	*
<i>Bolboforma</i> sp. K	*	5 000	300	200 000
<i>Bolboforma</i> cf. <i>reticulata</i>	*	*	*	30

Tab. 4: Absolute Häufigkeiten von *Bolboforma*-Arten im Neogen des SW-Pazifiks

4.3. Absolute *Bolboforma*-Häufigkeiten, ein Indiz zur Differenzierung von Oberflächenwassertemperaturen

Als beispielhaft für die Veränderungen der *Bolboforma*-Häufigkeiten während des Paläogens in südlichen hohen Breiten kann die *Bolboforma*-Entwicklung in den eozänen und oligozänen Sedimenten der DSDP Bohrung 29-277 gelten. Wie aus Tabelle 5 und Abb. 22 ersichtlich, verläuft die quantitative Entwicklung der Bolboformen in diskreten Schritten. Trotz zum Teil stark fluktuierender *Bolboforma*-Häufigkeiten innerhalb kurzer Zeitintervalle lassen sich fünf Intervalle definieren, in denen die Fluktuationen eine annähernd identische Amplitude aufweisen.

Tabelle 5: *Bolboforma*-Häufigkeiten im Paläogen der DSDP-Bohrung 29-277

<u><i>Bolboforma</i> g⁻¹ (> 63 µm)</u>	
Intervall 5: Unteres Ober-Oligozän:	50 - 1 000
Intervall 4: Unter-Oligozän bis Mittel-Oligozän:	0
Intervall 3: Oberes Ober-Eozän bis unteres Unter-Oligozän:	7 000 - 180 000
Intervall 2: Oberes Mittel-Eozän bis unteres Ober-Eozän:	0 - 3 000
Intervall 1: Unteres Eozän bis unteres Mittel-Eozän :	sehr geringe Häufigkeiten

Ab dem Mittel-Eozän bis zum Unter-Oligozän steigen die *Bolboforma*-Häufigkeiten in einzelnen Schritten an (Intervall 1-3), um ab dem Unter-Oligozän rapide auf Null abzufallen (Intervall 4). Im unteren Ober-Oligozän setzen die Bolboformen dann in vergleichsweise geringen Häufigkeiten wieder ein (Intervall 5).

Die in fünf Intervallen erfolgten Veränderungen der *Bolboforma*-Häufigkeiten deuten darauf hin, daß variable Umweltparameter das Vorkommen von *Bolboforma* regulieren. Da, wie die Konstruktionen der paläobiogeographischen Karten zur Verbreitung von *Bolboforma* nahe legen, die Oberflächenwassertemperatur der entscheidende Faktor für die Verbreitung der Bolboformen ist, liegt in der Veränderlichkeit der Temperatur wahrscheinlich auch die Ursache für die Schwankungen der *Bolboforma*-Häufigkeiten. Das Über- bzw. Unterschreiten eines kritischen Schwellenwertes der Oberflächenwassertemperatur dürfte zu den starken Schwankungen in den *Bolboforma*-Häufigkeiten geführt haben. Erste $\delta^{18}\text{O}$ -Untersuchungen am Biogenkarbonat von Bolboformen geben 4-12°C als t-Intervall an (Thiede et al. 1992).

Initial eingeleitet wurde die Entwicklung der Bolboformen durch das sporadische Vorkommen von *Bolboforma* im frühen Eozän bis Mittel-Eozän. Da in mittel-eozänen Kernsequenzen der DSDP Bohrung 90-588 C in der Tasmanischen See keine Bolboformen gefunden werden konnten (Karte 2), scheint deren Ausbreitung während dieser Zeit auf hohe südliche Breiten beschränkt zu sein. Diese Zeitspanne, die in Abb. 22 und Tab. 5 als Intervall 1

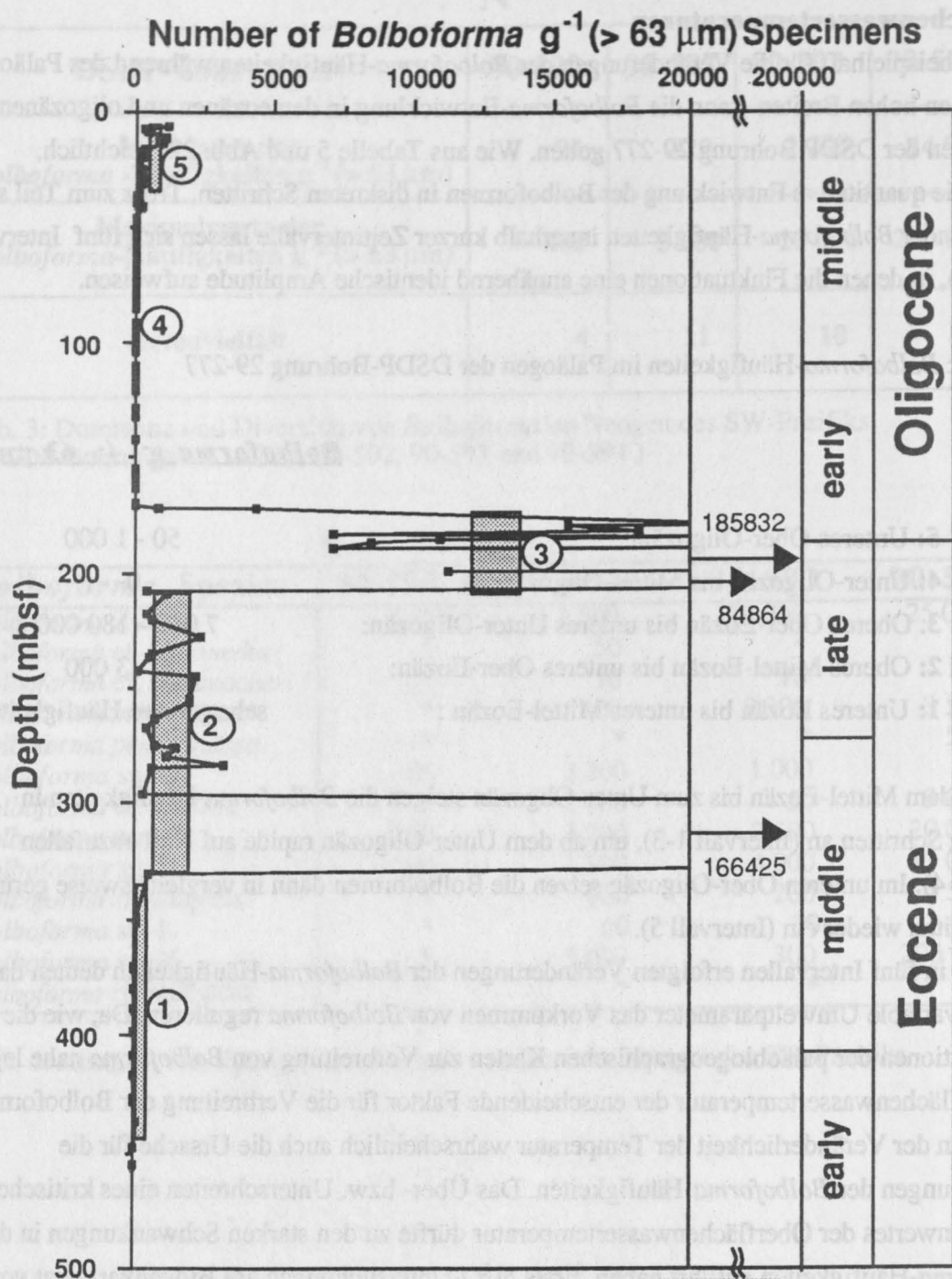


Abb.22: DSDP 29-277: Absolute Häufigkeiten von *Bolboforma*. Die Intervalle 1-5 dokumentieren die Veränderungen in den Häufigkeiten.

gekennzeichnet ist, könnte eine beginnende Abkühlung des Oberflächenwassers in südlichen hohen Breiten anzeigen.

Außergewöhnlich hohe Häufigkeiten von *Bolboforma indistincta* ($> 160\,000 \text{ g}^{-1}$) könnten eine erneute Abkühlungsphase ab dem späten Mittel-Eozän belegen (Intervall 2). Fluktuierende

Häufigkeiten mit Maximalwerten von 3 000 Individuen g^{-1} kennzeichnen dieses bis ins späte Eozän andauernde Intervall 2. Die fluktuierenden Werte der *Bolboformen* von 0 bis 3 000 Individuen g^{-1} könnten aber darauf hinweisen, daß sich während dieser Abkühlungsperiode die ökologischen Rahmenbedingungen, die das Vorkommen der *Bolboformen* steuern, auch kurzfristig verändert haben. Aufgrund der zum Teil sehr niedrigen Häufigkeiten der *Bolboformen* kann man vermuten, daß zu diesen Zeiten vielleicht auch eine kurzfristige Erhöhung der Oberflächenwassertemperatur zu dieser Abnahme der Häufigkeiten von *Bolboforma* geführt hat. Durch die Überschreitung eines kritischen Temperaturschwellenwertes wird deutlich, daß sich die *Bolboformen* nur innerhalb eines definierten Temperatur-Toleranzbereiches entwickeln können. Innerhalb des Intervalls 2 führt eine kurzzeitige Erwärmung der Oberflächenwassermassen zu einer Verringerung bzw. zu einem Aussetzen der *Bolboformen*. Der mehrfache rapide Rückgang und der nachfolgende Anstieg der *Bolboforma*-Häufigkeiten könnte somit den Wechsel von "Kalt- und Warm-Zyklen" widerspiegeln. Spezzaferri (1992) führt ähnliche Häufigkeits-Fluktuationen bei planktischen Foraminiferen an der Oligozän- / Miozän-Grenze auf Klimaveränderungen zurück. Nach Modellberechnungen von Crowley & North (1988) können schon geringe Veränderungen der Rahmenbedingungen zu einem raschen Klimawechsel führen.

Ab dem späten Eozän deuten rapide ansteigende Werte in den *Bolboforma*-Häufigkeiten darauf hin, daß sich die Umweltbedingungen in hohen südlichen Breiten erneut verändert haben könnten. Die auch hier dokumentierten Fluktuationen der *Bolboforma*-Häufigkeiten von 185 000 bis auf 7 000 *Bolboformen* g^{-1} lassen vermuten, daß die *Bolboformen* während des Intervall 3 optimale Lebensbedingungen hatten (Abb. 22). Die sprunghafte Dominanz könnte auf eine weitere Temperaturabnahme des Oberflächenwassers in hohen südlichen Breiten zurückgehen, was zu optimalen Bedingungen für die *Bolboformen* geführt haben dürfte. Die Kontinuität des *Bolboforma*-Vorkommens mit konstant hohen Werten im Intervall 3 läßt vermuten, daß die Temperaturen für *Bolboformen* sehr günstig waren. Doch die auch in diesem Intervall fluktuierenden Häufigkeiten deuten darauf hin, daß an der Wende Eozän / Oligozän periodisch kurzfristige Schwankungen der Oberflächenwassertemperatur in hohen südlichen Breiten wirksam gewesen sein könnten, die aber noch im Temperaturtoleranzbereich der *Bolboformen* lagen. Anscheinend wurde der Temperaturschwellenwert des Oberflächenwassers in diesem Intervall weder über- noch unterschritten, so daß sich zu dieser Zeit die bislang größte beobachtete Individuendichte entwickeln konnte.

Ein Vergleich der DSDP Bohrung 29-277 zu den zeitgleichen Kernsequenzen in den DSDP Bohrungen 90-592 und 90-593 ergab zwar ähnliche *Bolboforma*-Vergesellschaftungen (Abb. 11, 14 und 15), die absoluten Häufigkeiten der *Bolboformen* während des späten Eozäns lagen mit Maximalwerten von 1 000 bzw. 2 500 *Bolboformen* g^{-1} ($> 63 \mu m$) aber deutlich unter den ermittelten Durchschnittswerten der DSDP-Bohrung 29-277 (Abb. 12a-c). Aufgrund der sehr unterschiedlichen Häufigkeiten in den DSDP Bohrungen der Tasmanischen See und der DSDP-

Bohrung 29-277 muß ein deutlicher Temperaturgradient des Oberflächenwassers zwischen diesen Lokationen während des späten Eozäns ausgebildet gewesen sein.

Vergleichbare *Bolboforma*-Vergesellschaftungen mit gleichen Taxa, dokumentiert in den DSDP Bohrungen des SW-Pazifiks, verdeutlichen, daß unterschiedliche Temperaturen die Dominanz, aber nicht die Diversität der Bolboformen veränderten.

Ab dem frühen Oligozän (**Intervall 4**) verringern sich die *Bolboforma*-Häufigkeiten abrupt. Parallel zu dieser rapiden Abnahme in den *Bolboforma*-Häufigkeiten verläuft der von Kennett & Shackleton (1976) an derselben Bohrung im Biogenkarbonat planktischer und benthischer Foraminiferen beobachtete Anstieg der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte um ca. 1‰ (positiver $\delta^{18}\text{O}$ -Shift) (Abb. 23a). Wie die Gegenüberstellung der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zu dem *Bolboforma*-Vorkommen in allen drei untersuchten DSDP-Bohrungen dokumentiert, verläuft das Aussetzen der Bolboformen in diesen DSDP-Bohrungen nicht isochron (Abb. 23 a-c). Während sich die *Bolboforma*-Häufigkeiten in der DSDP Bohrung 29-277 gegenläufig zu dem Anstieg der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte sukzessive verringern, um kurz danach komplett auszusetzen (Abb. 23a), konnten in den DSDP Bohrungen 90-592 und 90-593 auch nach dem "positiven $\delta^{18}\text{O}$ -Shift" noch Bolboformen beobachtet werden (Abb. 23b+c). Murphy & Kennett (1986) postulieren aufgrund divergierender $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in planktischen Foraminiferen aus unter-oligozänen Sedimenten der DSDP-Bohrungen 29-277 und 90-593, daß sich ein Temperaturgradient zwischen diesen beiden Bohrungen ausgebildet hat. Abb. 24 dokumentiert, daß die Temperaturerniedrigung des Oberflächenwassers während des späten Eozäns und des frühen Oligozäns in der DSDP Bohrung 29-277 um ca. 2°C stärker ausfiel als in der DSDP Bohrung 90-593. Dieser Temperaturgradient dürfte ursächlich für das diachrone Aussetzen der Bolboformen im Paläogen dieser beiden DSDP Bohrungen verantwortlich sein.

Führte noch die stufenweise Abkühlung der Oberflächenwassermassen ab dem Mittel-Eozän bis ins späte Eozän (Intervall 1-3) zu einem schrittweisen Anstieg der *Bolboforma*-Häufigkeiten in hohen südlichen Breiten, so scheint im Unter-Oligozän ein für die Bolboformen kritischer Temperaturgrenzwert überschritten zu werden. Die erneute Abkühlung der Oberflächenwassermassen im frühen Oligozän hatte zur Folge, daß die Bolboformen in südlichen hohen Breiten unter dem Einfluß kalter Wassermassen nicht mehr existieren konnten. Aber das Vorkommen der Bolboformen in den DSDP Bohrungen 90-592 und 90-593 auch in unter-oligozänen Sedimenten belegt, daß diese Mikrofossilien auf die veränderten Umweltparameter (primär die Abnahme der Oberflächenwassertemperatur) reagierten, indem sie nordwärts migrierten.

Im unteren Ober-Oligozän (**Intervall 5**), belegt in den Sedimenten der DSDP Bohrung 29-277, wurden *Bolboforma*-Vergesellschaftungen mit den gleichen Taxa wie vorher im Ober-Eozän beobachtet. Die erneute Besiedlung dieses Meeresgebietes durch Bolboformen läßt vermuten, daß sich die paläo-ökologischen Rahmenbedingungen nochmals verändert haben. Ausgehend von

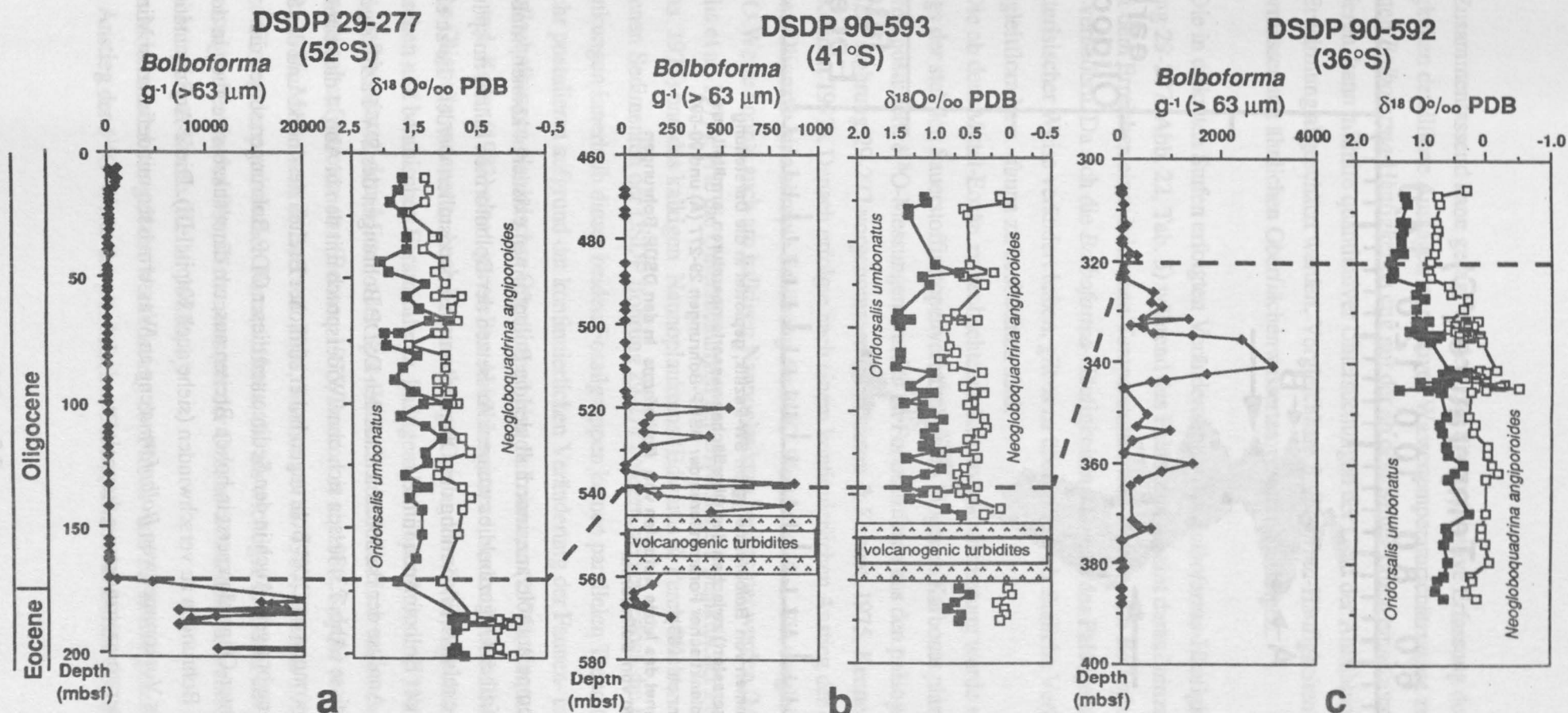


Abb. 23: Korrelation der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von Foraminiferen mit den *Bolboforma*-Häufigkeiten. *Bolboforma* nehmen parallel mit dem $\delta^{18}\text{O}$ -shift im untersten Oligozän der DSDP-Bohrung 29-277 rapide ab. In den DSDP-Bohrungen 90-592 und 90-593 kommen sie auch nach dem $\delta^{18}\text{O}$ -shift vor.

$\delta^{18}\text{O}$ -Daten: Murphy and Kennett (1986).

Die gestrichelte Linie kennzeichnet den Top des positiven $\delta^{18}\text{O}$ -shifts.

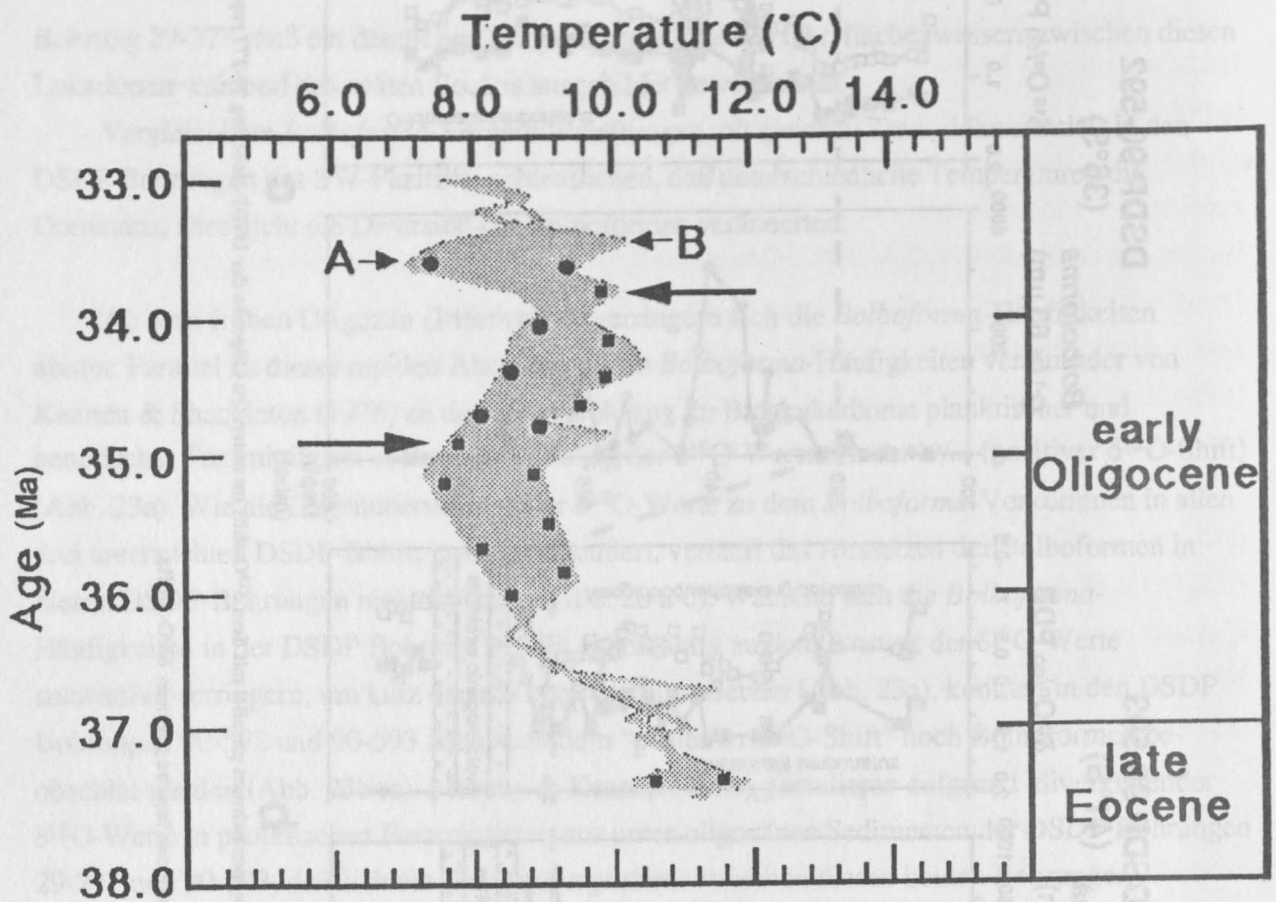


Abb. 24 : Vorkommen von *Bolboforma* (■) im SW-Pazifik, geplottet in die Darstellung des Gradienten (gerastert) zwischen den Oberflächenwassertemperaturen, ermittelt aus den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten planktischer Foraminiferen der DSDP-Bohrungen 29-277 (A) und 90-593 (B) (Murphy & Kennett 1986).

➔ kennzeichnet das letzte Auftreten von *Bolboforma* in den DSDP-Bohrungen
● Aussetzen von *Bolboforma*

einer definierten Toleranz, innerhalb der die Bolboformen existieren können, muß nach der Abkühlung im frühen Oligozän, die zu einem Aussetzen der Bolboformen führte, im späten Unter-Oligozän eine relative Erwärmung des Oberflächenwassers postuliert werden, die zu einem erneuten Einsetzen der Bolboformen führte.

Die durch die Analyse der Bolboformen aus den DSDP Bohrungen des SW-Pazifiks gewonnenen Erkenntnisse (Abb. 23) lassen sich ohne Widerspruch mit den in Abb. 4 dargestellten Beobachtungen, gewonnen an ODP Bohrungen hoher südlicher Breiten des Indiks und des Süd-Atlantiks, in Einklang bringen. Auch in den Sedimenten dieser ODP Bohrungen setzen die Bolboformen im Unter-Oligozän zuerst in hohen Breiten aus, um dann sukzessive auch in den weiter nördlicheren Bohrungen zu verschwinden (siehe auch Kapitel III). Diese Argumentationsreihe belegt, daß das Vorkommen von *Bolboforma* eng an Wassermassen mit definierten Minimal- und Maximal Temperaturgrenzwerten gekoppelt ist.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die quantitative Erfassung der *Bolboforma*-Häufigkeiten detaillierte Aussagen zu relativen Wassertemperaturschätzungen zuläßt. Da die absoluten *Bolboforma*-Häufigkeiten eng mit der ab dem Mittel-Eozän einsetzenden Abkühlung korrelieren, kann mithilfe quantitativer Untersuchungen der Grad der Abkühlung bzw. der relativen Erwärmung abgeschätzt werden. Vergleichbare *Bolboforma*-Häufigkeiten würden somit Wassermassen mit ähnlichen Oberflächenwassertemperaturen anzeigen.

Die in diskreten Stufen erfolgten Veränderungen der *Bolboforma*-Häufigkeiten in der DSDP Bohrung 29-277 (Abb. 22, Tab. 5) während des Paläogens scheint darauf hinzudeuten, daß sich erst bei dem Erreichen eines kritischen Temperaturschwellenwertes die *Bolboforma*-Häufigkeiten rapide verändern. Da sich die *Bolboforma*-Häufigkeiten während des Paläogens in sehr charakteristischer Weise verändert haben, gilt es zu überprüfen, ob ähnliche Veränderungen auch in der Begleitflora bzw. -fauna zu beobachten sind.

Die ab dem Mittel-Eozän zu beobachtende Klimaverschlechterung wurde auch anhand des Anstiegs der stabilen Sauerstoffisotopenverhältnisse im biogenen Karbonat planktischer Foraminiferen postuliert. $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen wurden an Foraminiferen aus den paläogenen Sequenzen der DSDP Bohrung 29-277 vorgenommen (Shackleton & Kennett 1975, Kennett & Shackleton 1976, Kennett 1977). Danach erfolgte nach einem kontinuierlichen Anstieg der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im untersten Oligozän eine abrupte Erhöhung der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte um 1‰. Ein vergleichbarer Anstieg der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte konnte auch am kalkigen Nannoplankton beobachtet werden (Margolis et al. 1975, Margolis et al. 1977). Wie die Untersuchungen der Diversitäten planktischer Foraminiferen (Jenkins 1975) und des kalkigen Nannoplanktons (Edwards & Perch-Nielsen 1975) aus den paläogenen Sedimenten der DSDP Bohrung 29-277 belegen, zeigen jedoch die Diversitätsschwankungen innerhalb dieser beiden Fossilgruppen keinen parallelen Trend (Abb. 25). Vielmehr postulieren aufgrund der kontinuierlichen Veränderung der Faunen- und Florenvergesellschaftungen planktischer Organismen Haq & Lohmann (1976), Kennett (1978), Sancetta (1979) und Keller (1983) einen generellen Abkühlungstrend, der im Mittel-Eozän begann und bis ins frühe Oligozän andauerte. Auch Untersuchungen aus anderen Meeresgebieten, durchgeführt an planktischen und benthischen Foraminiferen, kalkigem Nannoplankton und Tiefsee-Ostrakoden belegen, daß bereits ab dem Mittel- oder Spät-Eozän in deutlichen Intervallen ein Faunen- und Florenwechsel aufgetreten war (Benson 1975, Benson et al. 1984, Snyder et al. 1984, Corliss & Keigwin 1986, McGowran & Beecroft 1986, Boersma et al. 1987, Thomas 1990). Auch die Tiefenzonierung der planktischen Foraminiferen, die als wichtiger Indikator des vertikalen Temperaturgradienten des Oberflächenwassers der Ozeane anzusehen ist, unterlag einem Wechsel im Mittel- und Spät-Eozän (Keller 1983a, b).

Besonderes Interesse galt der Veränderung der Floren- und Faunenvergesellschaftung parallel zu dem Anstieg der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der planktischen Foraminiferen im frühen Oligozän. Da die

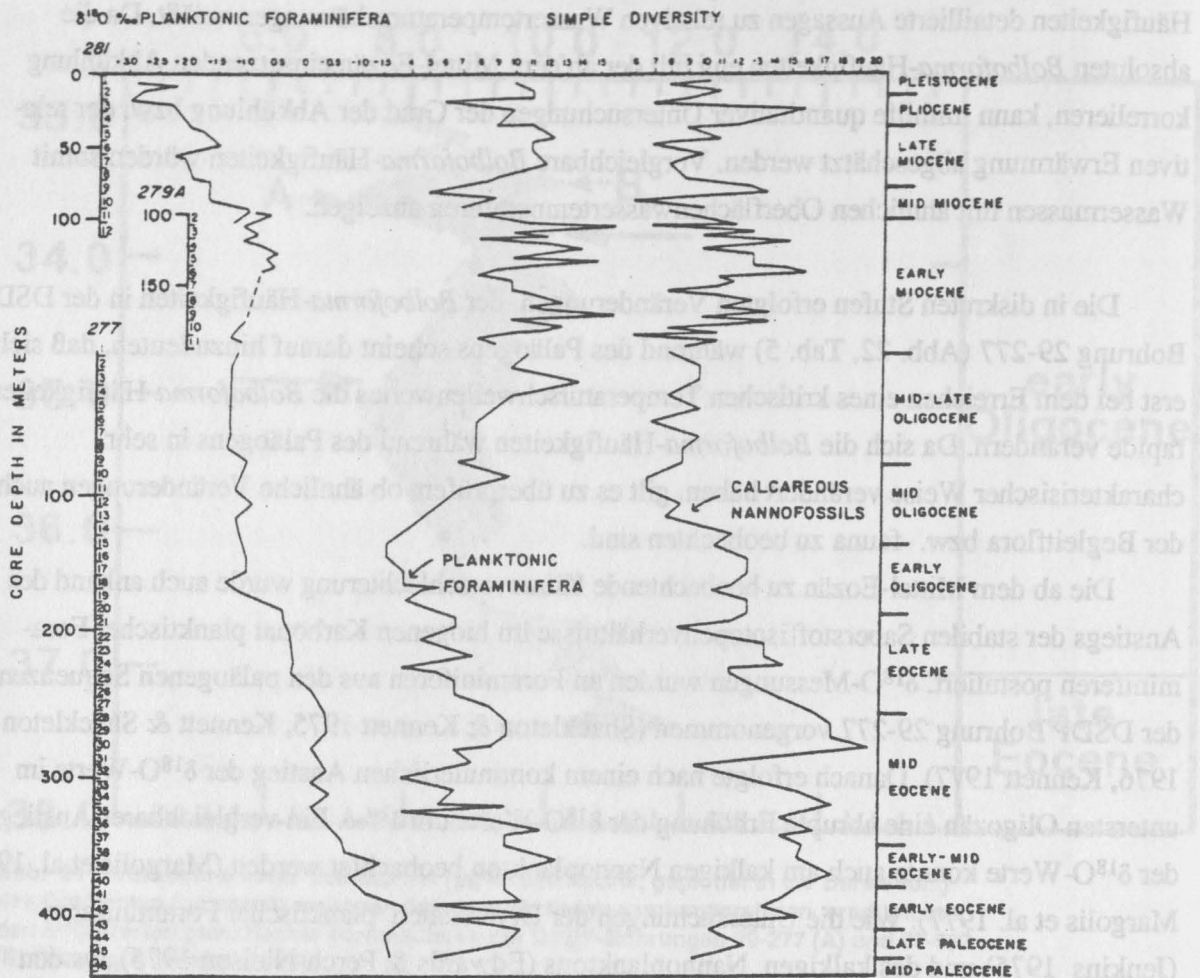


Abb. 25: Diversität von planktischen Foraminiferen und kalkigen Nannoplankton (Bohrung 29-281, 29-279A und 29-277) im Vergleich zu den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten planktischer Foraminiferen (aus Kennett 1978).

Ursache des von Shackleton & Kennett (1975) dokumentierten positiven $\delta^{18}\text{O}$ -Shifts noch ungeklärt war, sollte die Analyse der Floren- und Faunenvergesellschaftung Informationen geben, ob der positive $\delta^{18}\text{O}$ -Shift primär auf eine Abkühlung der Wassertemperaturen (Savin et al. 1975, Kennett & Shackleton 1976, Kennett 1977) oder auf den Anstieg des globalen Eisvolumens zurückgeführt werden kann (Matthews & Poore 1980, Poore & Matthews 1984, Keigwin & Keller 1984, Keigwin & Corliss 1986, Prentice & Matthews 1988). Aber weder die Vergesellschaftung planktischer Foraminiferen (Keller 1983a, b; Keller 1986 a, b) noch die der benthischen Foraminiferen (Corliss 1979, 1981) zeigten parallel zu dem Anstieg der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte einen nennenswerten Wechsel in der Faunenvergesellschaftung. Die These einer rapiden Temperaturerniedrigung wurde mit diesen Beobachtungen nicht gestützt. Es wurde vielmehr postuliert, daß

entweder die Temperaturerniedrigung geringer als 3°C ausfiel oder aber, daß die Organismen große Temperaturtoleranzen zeigten.

Demgegenüber beweist das abrupte Aussetzen der Bolboformen im Unter-Oligozän der DSDP Bohrung 29-277 parallel zu dem Anstieg der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte aber eindeutig, daß ein markanter Temperatursturz des Oberflächenwassers die Ursache für den Anstieg der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte war. Das isochrone Aussetzen der Bolboformen in Bohrungen hoher südlicher Breiten (113-689, Maud-Rise, Süd-Atlantik; 119-744, Kerguelen Plateau, Süd-Indik, Abb. 4) läßt vermuten, daß diese Abkühlung primär in den hohen Breiten des südlichen Ozeans wirksam war und sich sukzessive nach Norden ausbreitete (siehe auch Karten 4 und 5).

Wie bei der Diskussion über paläogene *Bolboforma*-Vorkommen gezeigt werden konnte, scheinen die Bolboformen nur innerhalb eines definierten Temperaturbereichs optimale Lebensbedingungen zu haben. Eine grundsätzliche Veränderung der ökologischen Ansprüche der Bolboformen vom Paläogen bis ins Neogen ist nicht anzunehmen. Daher gilt es zu prüfen, ob Temperaturschwankungen auch das Vorkommen von *Bolboforma* in den neogenen Sedimenten des SW-Pazifiks reguliert haben könnten.

Der Übergang vom Paläogen zum Neogen wird in den Weltozeanen durch einen großen biogeographischen Wechsel gekennzeichnet. Eine eindeutige zonale Trennung der planktischen Faunen- und Florenvergesellschaftungen von den Tropen bis zu den Polen ist zu belegen (Kennett 1978). Die damit verbundene Etablierung eines steilen Diversitätsgradienten zwischen den Polen und den Tropen steht nach Kennett (1978) in engem Zusammenhang zu der Entwicklung und Verstärkung des Zirkum-Antarktis-Stroms.

Das Früh-Miozän gilt aufgrund zahlreicher Indizien als wärmste Periode des Neogens und wird daher mit einem Klima-Optimum gleichgesetzt (Kennett 1986). Gleichbleibend niedrige $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von benthischen und planktischen Mikro- und Nannoorganismen (Shackleton & Kennett 1975; Margolis et al. 1977; Hodell & Kennett 1985; Savin et al. 1985; Kennett 1986) stützen ebenso diese These wie eine frostintolerante Pollenvergesellschaftung, die von Heusser (1986) in der DSDP Bohrung 90-594 beobachtet wurde. Auch Kennett et al. (1985) dokumentieren, daß die tropischen biogeographischen Provinzen der planktischen Foraminiferen im frühesten Miozän eine größere Ausdehnung erreichten. Erhöhte Smektit-Konzentrationen der unter-miozänen Sedimente in südlichen hohen Breiten deuten nach Ehrmann (1991) auf verstärkte chemische Verwitterung auf der Antarktis unter temperierten Klimaten hin.

Im frühen Miozän konnten in den DSDP Bohrungen des SW-Pazifiks keine Bolboformen dokumentiert werden. Während dieses Klima-Optimums sind die Bolboformen der Südhalbkugel wahrscheinlich in hohe südliche Breiten migriert. Ihr Vorkommen im unteren Miozän der DSDP Bohrung 35-325 (Rögl & Hochuli 1976) betätigt diese Vermutung. Die in Verbindung mit der Entwicklung des Zirkum-Antarktis-Stroms erfolgte initiale Ausbildung einer antarktischen Konvergenz (Polarfront) isolierte kühle Wassermassen in hohen südlichen Breiten (Kennett

1978), sodaß sich die Besiedlung der *Bolboformen* auf der Südhalbkugel während des frühen Miozäns nur auf hohe südliche Breiten beschränkte. Kühl-temperierte Wassermassen, die die Entwicklung und Ausbreitung von *Bolboforma* entscheidend förderten, gelangten zu dieser Zeit aber nicht in mittlere Breiten des SW-Pazifiks (siehe auch Karte 7).

Ab dem Mittel-Miozän ließen sich auch in diesem Meeresgebiet *Bolboformen* nachweisen (siehe Karten 8 und 9). Nach Kennett (1986) deuten erhöhte $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Biogenkarbonat planktischer Foraminiferen in den Sedimenten des DSDP Bohrlochs 90-590B darauf hin, daß sich im unteren Mittel-Miozän an der Grenze der NN 6 zu NN 7 Zone die Oberflächenwassertemperatur in der Tasmanischen See erniedrigte. Diese postulierte Abkühlung steht in enger Korrelation zu den erlangten Ergebnissen der *Bolboforma*-Untersuchungen in den Sedimenten der DSDP Bohrungen des SW-Pazifiks, denn etwa zeitgleich erfolgte die, nach dem Aussetzen im Oligozän, erneute Besiedelung dieses Meeresgebietes durch *Bolboforma*. Die Bearbeitung des Probenmaterials ergab jedoch, daß die *Bolboformen* in den vier DSDP Bohrungen nicht isochron einsetzen.

Das sporadische Vorkommen von *Bolboforma* cf. *reticulata* in den Proben des DSDP Bohrloch 90-594A bereits in der NN 5 Zone läßt vermuten, daß zu dieser Zeit vereinzelte kühle Oberflächenwasserströme diesen Meeresraum beeinflußt haben. Eingeleitet wird eine intensivere Besiedelung des SW-Pazifiks innerhalb der NN 6 Zone. Die *Bolboformen* setzen zuerst in den Sedimentproben der DSDP Bohrung 90-594 ein, danach in den DSDP Bohrungen 90-593 und 90-592 und schließlich in der NN 7 Zone in der DSDP-Bohrung 90-590B. Die kontinuierliche S / N - Migration und die nachfolgende Entwicklung der *Bolboformen* im SW-Pazifik steht in engem Zusammenhang zu der von Kennett et al. (1985) postulierten Expansion kühler Wassermassen in mittlere südliche Breiten.

Die quantitativen und qualitativen Untersuchungen ergaben aber auch, daß die *Bolboforma*-Häufigkeiten und auch die Artenvielfalt in enger Korrelation zu der geographischen Breite der untersuchten DSDP Bohrungen stehen: mit zunehmender geographischer Breite der untersuchten DSDP Bohrungen erhöhen sich die Artenvielfalt, die Maximalhäufigkeiten und auch der Mittelwert der *Bolboforma*-Individuen (Tab. 3 und 4). Diese Aussage muß allerdings relativiert werden, denn wie die paläobiogeographische Verbreitung von *Bolboforma* während des Mittel-Miozäns zeigt, beschränkt sich die Verbreitung von *Bolboforma* im SW-Pazifik nur innerhalb eines begrenzten Areals innerhalb mittlerer und hoher Breiten (Karte 8). Im Einflußbereich der kalten Oberflächenwassermassen des Zirkum-Antarktis-Stroms konnten die *Bolboformen* sich nicht oder nur mit sehr geringen Häufigkeiten entwickeln. Ausläufer dieser kalten Wassermassen müssen z. B. die Ausbreitung von *Bolboforma* südwestlich des Campbell Plateaus (DSDP 29-278 [56°S]) verhindert haben.

Die geringe Quantität der beobachteten *Bolboforma*-Organismen und die ebenfalls geringere Diversität in hohen südlichen Breiten auf dem Kerguelen Plateau (ODP 120-751A; Mackensen &

Spiegler 1992) bei etwa 60°S-Breite dokumentiert, daß auch in hohen südlichen Breiten des Indiks die Ausbreitung der *Bolboformen* im Mittel-Miozän stark eingeschränkt war.

Optimale Lebensbedingungen unter temperierten Klimaten müssen die *Bolboformen* in dem Meeresgebiet südöstlich Neuseelands auf dem Chatham Rücken (DSDP 90-594) vorgefunden haben. Hier konnten sie eine große Artenvielfalt ausbilden (Tab. 3). Auch die ermittelten Maximal- und Mittelwerte der *Bolboforma*-Häufigkeiten der DSDP Bohrung 90-594 sind deutlich höher als in vergleichbaren Sequenzen der weiter nördlich abgeteuften DSDP Bohrlokationen 90-593, 90-592 und 90-593. Tabelle 3 zeigt, daß sich auch die Maximal- und Mittelwerte der *Bolboforma*-Häufigkeiten sukzessive mit zunehmender geographischer Breite erhöhen. Diese breitengradabhängige Zunahme der *Bolboforma*-Individuen kann mit dem postulierten Anstieg des Temperaturgradienten zwischen den Polen und dem Äquator ab dem Mittel-Miozän in Verbindung gebracht werden. Die Bearbeitung der jeweils ca. 5 Breitengrade entfernt voneinander abgeteuften DSDP Bohrungen 90-588 (26°S), 90-590 (31°S), 90-592 (36°S), 90-593 (40°S) und 90-594 (45°S) ergab, daß bereits eine Entfernung von ca. 300 sm = ca. 500 km zu einer deutlichen Veränderung der Häufigkeiten der *Bolboforma*-Individuen führen kann.

Die sehr hohen Werte der *Bolboforma*-Häufigkeiten in dem Probenmaterial der DSDP Bohrung 90-594 lassen vermuten, daß die *Bolboformen* günstige Lebensbedingungen hatten. Aufgrund der sehr viel geringeren *Bolboforma*-Abundanzen in den DSDP Bohrungen der Tasmanischen See hat wahrscheinlich ein deutlicher Temperaturgradient zwischen den DSDP Bohrungen 90-593, 90-592 und 90-594 existiert. Beweise für eine Ausbildung einer ozeanographischen Front zwischen diesen Bohrungen können jedoch nicht geliefert werden. Eine vergleichbare *Bolboforma*-Vergesellschaftung deutet vielmehr darauf hin, daß die Migrationswege nicht durch eine ozeanographische Front behindert worden sind.

Die durchgehend sehr niedrigen *Bolboforma*-Häufigkeiten und die geringe Artenvielfalt in den Proben der DSDP Bohrung 90-590B lassen vermuten, daß in diesen geographischen Breiten deutlich wärmere Oberflächenwassermassen zirkulierten, sodaß die Verbreitung von *Bolboformen* während des Mittel- und Ober-Miozäns hier entscheidend verhindert wurde. Bereits fünf Breitengrade weiter nördlich (DSDP 90-588) war der kontinuierliche Einfluß warmer Oberflächenwassermassen während des Mittel- und Ober-Miozäns bereits stark genug, um eine Ausbreitung von *Bolboformen* zu verhindern.

Die Beobachtungen der *Bolboforma*-Verbreitung im Neogen des SW-Pazifiks sind als eine aus hohen südlichen Breiten initiierte, kontinuierlich von Süden nach Norden aus fortschreitende Besiedelung des sw-pazifischen Meeresraumes durch *Bolboformen* ab dem unteren Mittel-Miozän zu deuten.

Ein limitierender Faktor für der Verbreitung der *Bolboformen* auch in niedrige Breiten war zweifelsohne die hier überwiegend zirkulierenden warmen Oberflächenwassermassen. Die Untersuchungen der *Bolboforma*-Verbreitung im SW-Pazifik belegen, daß kühlere Wassermassen

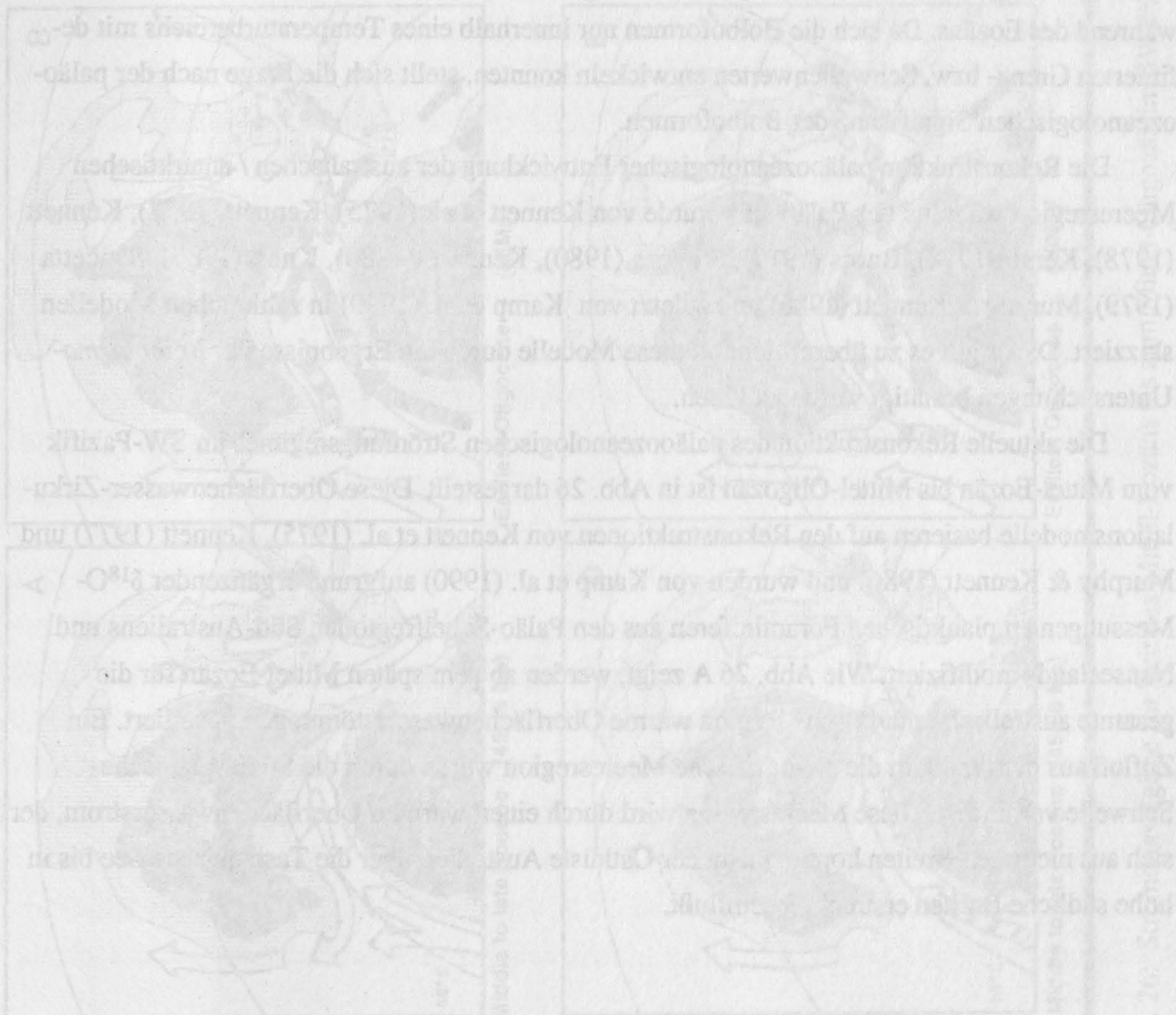
nur in mittleren südlichen Breiten zirkulierten. Da Bolboformen nicht in den DSDP Bohrungen 90-588 [26°S] und 89-586 [1°S] und auch nicht in der ODP Bohrung 133-813A [17°S] (Betzler & Spiegler in Vorb.) beobachtet wurden, konnte eine Temperaturniedrigung der Oberflächenwassermassen bis in niedrige Breiten nicht bestätigt werden. Auch Jenkins (1992) konnte bei seinen Untersuchungen der Vergesellschaftungen planktischer Foraminiferen von 16 DSDP Bohrungen im SW-Pazifik von 1°S [89-586] bis 56°S [29-278] nicht nachweisen, daß niedrige Breiten während des späten Känozoikums deutlich geringere Oberflächenwasser-Temperaturen als die heutigen von 28°C aufwiesen. Diese Ergebnisse stehen aber im Kontrast zu den von Shackleton (1984) aufgrund von $\delta^{18}\text{O}$ -Daten postulierten Temperaturen der Oberflächenwassermassen von 14°C-21°C (rezent 24°C-30°C) während des späten Känozoikums in niedrigen Breiten.

Eine gegenläufige Entwicklung wie bei dem Einsetzen der Bolboformen ließ sich bei deren Aussetzen in diesem Meeresgebiet dokumentieren. Während die Bolboformen zuerst in den nördlich lokalisierten DSDP Bohrungen (90-590B, 90-592 und 90-593) bereits an der Grenze NN 9 zu NN 10 Zone im unteren Ober-Miozän nicht mehr beobachtet werden konnten, besiedeln die Bolboformen noch das Meeresgebiet SE-Neuseelands (DSDP Bohrung 90-594). Aber auch hier konnten sie nur noch innerhalb der NN 11a Zone nachgewiesen werden, bevor sie dann auch hier aussetzen.

Dieses von Norden nach Süden beobachtete Aussetzen der Bolboformen steht in enger Beziehung zu der kontinuierlichen nordwärts-Drift der indo-australischen Platte. Locker & Martini (1989) konnten aufgrund ansteigender Phytolit-Konzentrationen ab dem Mittel-Miozän in der DSDP Bohrung 90-591 nachweisen, daß parallel mit der Vereisung der Ost-Antarktis auch eine sukzessiv von N nach S einsetzende Aridisierung Australiens einherging. Eine Abnahme des Smektit / Illit- Verhältnisses in den DSDP Bohrungen der Tasmanischen See deuten Stein & Robert (1986) ebenfalls als eine sich von N nach S ausdehnde Aridisierung Australiens ab dem Mittel-Miozän.

Aber nicht nur die kontinentale Landmasse Australiens geriet unter den Einfluß wärmerer Klimate, auch die sie umströmenden Oberflächenwassermassen waren einschneidenden Veränderungen unterworfen. Durch die kontinuierliche Einengung des indonesischen Seewegs wurde ab dem Mittel-Miozän zunehmend der Transport von warmem Oberflächenwasser zwischen dem tropischen Pazifik und dem Indik verhindert (Kennett et al. 1985). Diese eingeschränkten Zirkulationsmuster in den Tropen führten sukzessive zu einer verstärkten Ausbildung eines initialen Ostaustralischen Stroms, der warme Wassermassen aus den Tropen auch in mittlere südliche Breiten transportierte. Aufgrund des zunehmenden Einflusses dieser warmen Wassermassen zogen sich die Bolboformen von N nach S aus diesem Meeresgebiet zurück. Nur südlich von Neuseeland konnten die Bolboformen noch bis in die NN 11a-Zone überleben (DSDP-90 594).

Als mögliche Ursache für das komplette Aussetzen der Bolboformen während des Ober-Miozäns auf der Südhalbkugel könnte der ab dem Ober-Miozän beginnende Aufbau eines West-Antarktischen Eisschildes in Frage kommen. Variationen in der Mächtigkeit und in der Ausdehnung des gesamten antarktischen Eisschildes beeinflussten mit Sicherheit auch die Oberflächenwassertemperaturen in hohen südlichen Breiten. An diese kurzfristigen Temperaturschwankungen konnten sich die Bolboformen wahrscheinlich nicht mehr anpassen. Die Folge war ein komplettes Aussetzen der Bolboformen im Ober-Miozän auf der Südhalbkugel, während sie sich im Nordatlantik unter dem Einfluß des Golfstroms noch bis ins Pliozän halten konnten (Karte 10).



5. BOLBOFORMA, EIN HILFSMITTEL ZUR DEFINITION UND REKONSTRUKTION TEMPERIERTER OBERFLÄCHENWASSERMASSEN

Die Dokumentation der globalen *Bolboforma*-Verbreitung während des Tertiärs hat belegt, daß das selektive Auftreten der Bolboformen in mittleren und hohen Breiten ein Indiz für temperierte Wassermassen sein kann. Diese Fossilgruppe kann somit, wie kaum eine andere Gruppe, die Zuordnung von einander ähnlichen Wassermassen ermöglichen.

Mit der quantitativen Erfassung der *Bolboforma*-Häufigkeiten in ausgewählten DSDP Bohrungen könnte zudem noch ein ergänzendes Hilfsmittel zur differenzierten Identifizierung von temperierten Wassermassen zur Verfügung stehen. Allein die Existenz von Bolboformen kann nur eingeschränkte Aussagen der Zuordnung von temperierten Wassermassen liefern. Wie die Dokumentation der unterschiedlichen Entwicklung der absoluten Werte der *Bolboforma*-Häufigkeiten in zeitgleichen Kernintervallen der DSDP-Bohrungen 90-592 und 90-593 einerseits und 29-277 andererseits ergab, ermöglicht diese Methode eine detaillierte Erfassung der temperierten Wassermassen. Die in diskreten Intervallen erfolgten Veränderungen der *Bolboforma*-Häufigkeiten in der DSDP Bohrung 29-277 stehen in enger Beziehung zu der postulierten schrittweisen Abkühlung während des Eozäns. Da sich die Bolboformen nur innerhalb eines Temperaturbereichs mit definierten Grenz- bzw. Schwellenwerten entwickeln konnten, stellt sich die Frage nach der paläoozeanologischen Signifikanz der Bolboformen.

Die Rekonstruktion paläoozeanologischer Entwicklung der australischen / antarktischen Meeresregion während des Paläogens wurde von Kennett et al. (1975), Kennett (1977), Kennett (1978), Kemp (1978), Burns (1977), Stevens (1980), Kennett (1980), Knox (1980), Sancetta (1979), Murphy & Kennett (1986) und zuletzt von Kamp et al. (1990) in zahlreichen Modellen skizziert. Daher gilt es zu überprüfen, ob diese Modelle durch die Ergebnisse der *Bolboforma*-Untersuchungen bestätigt werden können.

Die aktuelle Rekonstruktion des paläoozeanologischen Strömungsregimes im SW-Pazifik vom Mittel-Eozän bis Mittel-Oligozän ist in Abb. 26 dargestellt. Diese Oberflächenwasser-Zirkulationsmodelle basieren auf den Rekonstruktionen von Kennett et al. (1975), Kennett (1977) und Murphy & Kennett (1986) und wurden von Kamp et al. (1990) aufgrund ergänzender $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen an planktischen Foraminiferen aus den Paläo-Schelfregionen Süd-Australiens und Neuseelands modifiziert. Wie Abb. 26 A zeigt, werden ab dem späten Mittel-Eozän für die gesamte australisch-antarktische Region warme Oberflächenwasserströmungen postuliert. Ein Zufluß aus dem Indik in die sw-pazifische Meeresregion wurde durch die Südtasmanische Schwelle verhindert. Diese Meeresregion wird durch einen warmen Oberflächenwasserstrom, der sich aus niedrigen Breiten kommend an der Ostküste Australien über die Tasmanische See bis in hohe südliche Breiten erstreckt, beeinflusst.

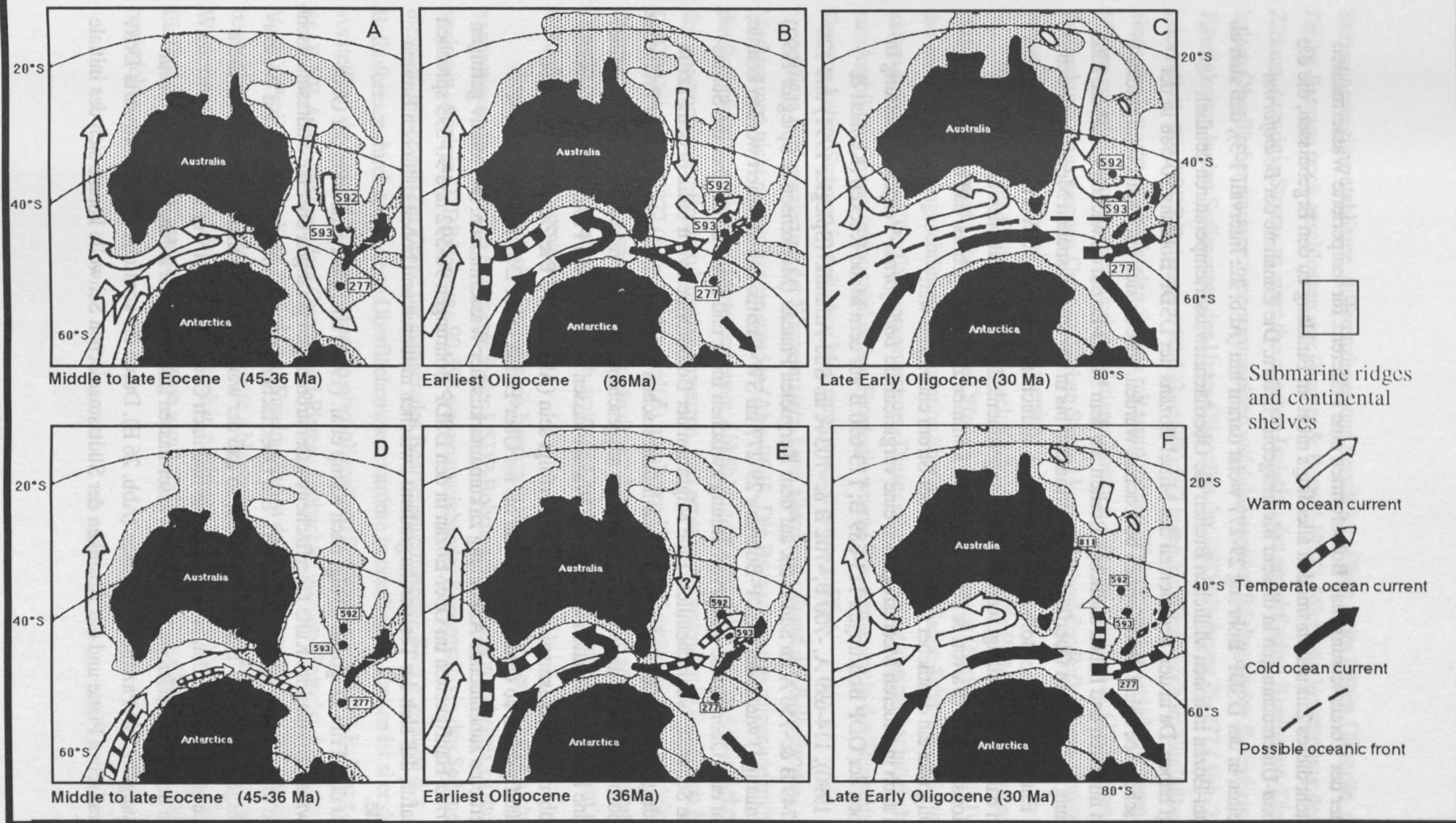


Abb. 26: Strömungsregime zur Zeit des Mittel-Eozäns bis zum Mittel-Oligozän im SW-Pazifik. Karten A-C nach Kamp et al. (1990)

Karten D-F nach *Bolboforma*-Vorkommen

Unter der Voraussetzung, daß Bolboformen eine Präferenz für temperierte Wassermassen zeigen, steht dieses Zirkulationsmodell allerdings nicht im Einklang zu den Ergebnissen, die die *Bolboforma*-Untersuchungen in diesem Meeresgebiet liefern. Die Zunahme der *Bolboforma*-Häufigkeiten in der DSDP-Bohrung 29-277 weist darauf hin (Abb. 22: Intervall 1-3), daß sich ab dem Mittel-Eozän in hohen südlichen Breiten die Oberflächenwassertemperaturen deutlich erniedrigt haben. Da in den Sedimenten des Mittel-Eozäns der DSDP Bohrung 90-588 in der Tasmanischen See keine Bolboformen beobachtet wurden, scheint sich ein Temperaturgradient zwischen mittleren und hohen südlichen Breiten ab dem Mittel-Eozän entwickelt zu haben. Eine Erstreckung von warmen Oberflächenwassermassen bis in die antarktischen Meeresregionen hätte die Entwicklung von Bolboformen in hohen südlichen Breiten des SW-Pazifiks verhindert und kann daher nicht bestätigt werden. Auch experimentelle Rekonstruktionen allgemeiner Zirkulationsmodelle (Barron & Peterson 1991), kommen zu dem Ergebnis, daß nicht vor dem Mittel-Oligozän ein deutlicher Ostaustralischer Strom entwickelt war.

Da auch in anderen Meeresregionen eine vergleichbare *Bolboforma*-Vergesellschaftung in den Proben der ODP Bohrungen 113-689 B, 113-690 B auf dem Maud Rücken (Kennett & Kennett 1990), 114-699 A, -700 B, -702 B & -703 A im Süd-Atlantik (Spiegler 1991) und 120-748 B, -749 B & -750 A im Süd-Indik auf dem Kerguelen Plateau (Mackensen & Spiegler 1992) (siehe Anhang I) wie in der DSDP-Bohrung 29-277 im SW-Pazifik dokumentiert werden konnte, ist zudem eine Oberflächenwasserverbindung zwischen Indik und SW-Pazifik über die Südtasmanische Schwelle wahrscheinlich. Eine Migration der Bolboformen vom Indik in den Pazifik über niedrige Breiten durch den australisch-indonesischen Seeweg scheint aufgrund der Präferenz der Bolboformen für mittlere und hohe Breiten ausgeschlossen. Daher muß bereits ab dem Mittel-Eozän eine initiale Zirkulation temperierter Wassermassen (vielleicht ein Proto-Zirkum-Antarktis-Strom) über den Südtasmanischen Rücken erfolgt sein (Abb. 26 D). Die Zunahme der *Bolboforma*-Häufigkeiten ab dem Mittel-Eozän bis ins Ober-Eozän in der DSDP Bohrung 29-277 suggeriert eine zunehmende Abkühlung zirkumantarktischer Wassermassen. Die relativ geringen *Bolboforma*-Häufigkeiten im Ober-Eozän in den DSDP Bohrungen 90-592 und 90-593 sprechen weiter dafür, daß sich der Temperaturgradient zwischen mittleren und hohen südlichen Breiten verstärkte.

Seit dem Früh-Oligozän erfolgt nach Kamp et al. (1990) eine Reorganisation der Oberflächenwasserzirkulation. Kalte Oberflächenwasserströmungen gelangen über die Südtasmanische Schwelle in den SW-Pazifik (Abb. 26 B). Ein Oberflächenwasserstrom mit temperierten Wassermassen ergoß sich in die Tasmanische See, so daß der warme Ostaustralische Strom nicht mehr die hohen südlichen Breiten erreichen konnte und nach Osten abgelenkt wurde.

Ein deutliche Differenzierung der Wassermassen läßt sich auch anhand der *Bolboforma*-Verbreitung im SW-Pazifik nachweisen (Abb. 26 E). Durch die kontinuierliche Nordwärts-Drift der australischen Platte und das Absinken der Südtasmanischen Schwelle konnte sich das initiale

Strömungsregime etablieren, differenzieren und verstärken. Obwohl im frühen Oligozän die Drake-Passage noch geschlossen war (Barker & Burrell 1977), führte die Verstärkung des Proto-Zirkum-Antarktis-Stroms zu einer thermischen Isolation des antarktischen Kontinents. Diese kalten Oberflächenwasserströme verursachten wohl den rapiden Rückgang der *Bolboforma*-Häufigkeiten in den Sedimenten des Unter-Oligozäns der DSDP Bohrung 29-277 (Abb. 22, Intervall 4). Die DSDP Bohrungen 90-593 und 90-592 lagen allerdings noch im Einflußbereich eines nordostwärts verlaufenden Stroms mit temperierten Wassermassen, sodaß in diesem Meeresgebiet Bolboformen weiterhin existieren konnten. Die von Kamp et al. (1990) postulierte Erstreckung eines warmen Ostaustralischen Stroms kann aufgrund der *Bolboforma*-Vorkommen in der Tasmanischen See nicht bestätigt werden.

Im oberen Unter-Oligozän hat sich nach Kamp et al. (1990) die Paläo-Ozeanologie erneut entscheidend verändert (Abb. 26 C). Die Öffnung der Drake-Passage (Barker & Burrell 1977) und die zunehmend uneingeschränktere Zirkulation über die Südtasmanische-Schwelle förderte den kalten zirkumpolaren Oberflächenwasserstrom. Dieses neue Strömungsregime hat möglicherweise zur Ausbildung einer ozeanographischen Front, die warme Wassermassen in der Tasmanischen See von kalten Strömen in polnahen Meeresregionen trennte, geführt.

Diese Differenzierung der Wassermassen kann allerdings anhand der *Bolboforma*-Vorkommen nicht nachvollzogen werden (Abb. 26 F). Die Beobachtungen zeigen vielmehr, daß die Bolboformen nach der erfolgten erneuten Abkühlung im Früh-Oligozän in Abhängigkeit von der geographischen Breite sukzessive aussetzen. Das erneute Auftreten der Bolboformen in der DSDP Bohrung 29-277 (Abb. 22, Intervall 5) im oberen Unter-Oligozän mit einer vergleichbaren Artenvergesellschaftung wie im Ober-Eozän deutet darauf hin, daß eine graduelle Erwärmung der Oberflächenwassermassen stattfand, d. h. unter den temperierten Wassermassen konnten sich Bolboformen wieder entwickeln.

Eine Migration der Bolboformen nach Norden in die Tasmanische See ließ sich nicht nachweisen, da zeitgleiche Sedimente in der DSDP-Bohrung 90-592 aufgrund eines Hiatus nicht vorlagen. Auch in DSDP Bohrung 90-593 war unzureichender Kerngewinn in den Sedimenten dieses Zeitintervalls der Grund für mangelndes Bearbeitungsmaterial. Eine Migration der Bolboformen durch temperierte Oberflächenwasserströme in nördlichere Breiten ist aber durchaus vorstellbar, da diese Mikroorganismen in ober-oligozänen Sedimenten der ODP-Bohrung 133-811B NE-Australiens auf dem Queensland-Plateau beobachtet wurden (Spiegler & Betzler in Vorb.). Projiziert man diese *Bolboforma*-Fundpunkte in das von Feary et al. (1991) für das benachbarte Marianen-Plateau rekonstruierte Ablagerungsmodell, so zeigt sich, daß temperierte Wassermassen während des Oligozäns auch in niedrigen Breiten zirkulierten (Abb. 6). Unter dem Einfluß temperierter Wassermassen konnten somit auch Bolboformen partiell niedrige Breiten besiedeln.

6. SCHLUSSFOLGERUNGEN

Bolboformen wurden in marinen Sedimenten des späten Unter-Eozäns bis zum frühen Pliozän beobachtet. Rezent sind sie nicht bekannt, was die Bestimmung ihrer Biologie und Ökologie erschwert, da diese nur aus Indizien geschlußfolgert werden kann.

Die globale paläogeographische Verbreitung von *Bolboforma* während des Tertiärs, dokumentiert in den marinen Sedimenten zahlreicher DSDP/ODP Bohrprofile, ergab erste wichtige Hinweise zur Definition ihrer ökologischen Ansprüche, denn die Präferenz dieser Mikrofossilgruppe für mittlere und hohe Breiten beider Hemisphären und damit für niedrigere Temperaturen, läßt den Schluß zu, daß ihr Vorkommen entscheidend von der Wassertemperatur gesteuert wurde. Da die niedrigen Breiten während des gesamten Tertiärs von warmen Oberflächenwassermassen, deren Temperaturen mit den heutigen zu vergleichen sind, umströmt wurden und die Bolboformen diese Temperatur-Barriere nicht oder nur in Ausnahmefällen überwinden konnten, muß ferner geschlußfolgert werden, daß sie als Plankton in kühl-temperierten Wassermassen lebten. Hätten Bolboformen als Benthos die Meere besiedelt, dann hätte man sie auch in den Sedimenten niedriger Breiten beobachten müssen, denn die Verteilung von Bodenwassermassen gleicher Parameter erfolgt breitenunabhängig. Als weiteres Indiz für die postulierte Lebensweise der Bolboformen als Plankton in temperierten Wassermassen kann ihre Vikarianz zu Großforaminiferen gelten, die als marines Benthos in den Tropen /Subtropen leben.

Die Entwicklung der Bolboformen ist eng an die ab dem Mittel-Eozän beginnende Klimaverschlechterung gekoppelt. Unter dem Einfluß kühl-temperierter Wassermassen begann ab dem Mittel-Eozän primär die Besiedlung hoher südlicher Breiten. Mit fortschreitender Abkühlung der Oberflächenwassermassen im verbleibenden Eozän fanden die Bolboformen zunehmend günstigere Lebensbedingungen vor, sodaß sie sich zunächst in weiten Arealen der südlichen Ozeane ausbreiten konnten. Ihre paläobiogeographische Einengung erfuhren die Bolboformen, die ihre Gehäuse bei Wassertemperaturen zwischen 4 und 12 ° C kalzifizierten, aber stets an sogenannten thermischen Schwellen, die sie nicht überwinden konnten. Dies dokumentiert z. B. auch der beobachtete schrittweise Rückzug der Bolboformen aus hohen südlichen Breiten im frühesten Oligozän eindrucksvoll. Hier wird die Expansion kalter Wassermassen nach Norden von dem sukzessiven Aussetzen der Bolboformen nachgezeichnet. Bolboformen können demnach als paläontologische Indikatoren für kühl-temperierte Klimate verwendet werden.

In der Präferenz der Bolboformen für kühl-temperierte Oberflächenwassermassen liegt ihre Signifikanz für die Rekonstruktion temperierter Paläo-Oberflächenwasserströmungen. So deutet das sporadische Auftreten der Bolboformen in niedrigen Breiten z. B. während des Mittel-Oligozäns bzw. des Mittel- und Ober-Miozäns auf temperierte Oberflächen-Strömungen bis in niedrige Breiten hin.

Die detaillierte quantitative Erfassung der *Bolboforma*-Häufigkeiten in Proben ausgewählter DSDP Bohrprofile des SW-Pazifiks ergab, daß sich in bestimmten Zeitintervallen sowohl die absoluten *Bolboforma*-Häufigkeiten als auch die Diversitäten mit zunehmender geographischer Breite erhöhen. Ein entscheidender Steuerungsmechanismus, der diese Schwankungen reguliert, dürfte auch hier die Variabilität der Temperaturen sein. Innerhalb eines definierten Temperaturbereiches sind Schwankungen ähnlicher Amplitude charakteristisch. Wird der Temperaturschwellenwert aber über- bzw. unterschritten, so verändern sich auch die *Bolboforma*-Häufigkeiten.

Zusammenfassend stellt Abb. 27 die schematische Verbreitung der Bolboformen während des Tertiärs dar und zeigt ihre Korrelation zu anderen globalen geologischen Ereignissen auf. Die initiale Entwicklung der Bolboformen in südlichen hohen Breiten spiegelt die ab dem Mittel-Eozän einsetzende Abkühlung wider. Diese ist auch dokumentiert in kontinuierlich ansteigenden $\delta^{18}\text{O}$ -Werten im Biogenkarbonat planktischer Foraminiferen und auch in sich kontinuierlich verändernden Faunen und Floren. Die im späten Eozän in hohen und mittleren Breiten allgemein beobachtete paläogeographische Verbreitung der Bolboformen wird ab dem frühesten Oligozän kontinuierlich eingeengt. Der Anstieg der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in den planktischen Foraminiferen um ca. 1‰ belegt eine rapide Abkühlung des Oberflächenwassers um ca. 4 °C in hohen südlichen Breiten. Nach Wei (1991) stellt diese Abkühlung des südlichen Ozeans eine charakteristische Schwelle in der eozänen / oligozänen Klimaverschlechterung dar. Die Abkühlung könnte durch positive "feed-back" Mechanismen, wie einem Albedo-Anstieg, noch verstärkt worden sein. Diese erhöhte Albedo könnte ihre Ursache in einem vermehrten Aufbau eines Eisschildes haben. Auch könnte ein verringerter Treibhauseffekt, der durch vermehrte Zufuhr von atmosphärischem CO_2 in den abkühlenden Ozeanen zu einem Anstieg der Phytoplanktonproduktivität führte, die Abkühlung gefördert haben. Der rapide Fall der CCD (Karbonatkompensationstiefe) im frühesten Oligozän in den Weltozeanen ist ein sicherer Anzeiger, daß der Kohlenstoffkreislauf in enger Beziehung zu der abrupten Abkühlung steht (Delaney & Boyle 1988). Aber auch die Reorganisation der Strömungsregime auf der Süd-hemisphäre mit der Ausbildung eines Proto-Zirkum-Antarktis-Stroms förderte durch die thermische Isolation der Antarktis die Klimaverschlechterung. Dies sollte sich auch in den Frequenzen der Meeresspiegelschwankungen dokumentieren. Eine erwähnenswerte Meeresspiegelabsenkung ist aber nach Haq et al. (1987) erst später, an der Grenze Unter- / Ober-Oligozän nachzuweisen.

Bedingt durch die Klimaverschlechterung, sind im gesamten Oligozän Bolboformen selten. Die weiterhin wirksame Abkühlung, die sich auch durch überwiegend kosmopolitische Arten planktischer Foraminiferen belegen läßt, führte zu einem Rückzug der Bolboformen bis in niedrige Breiten.

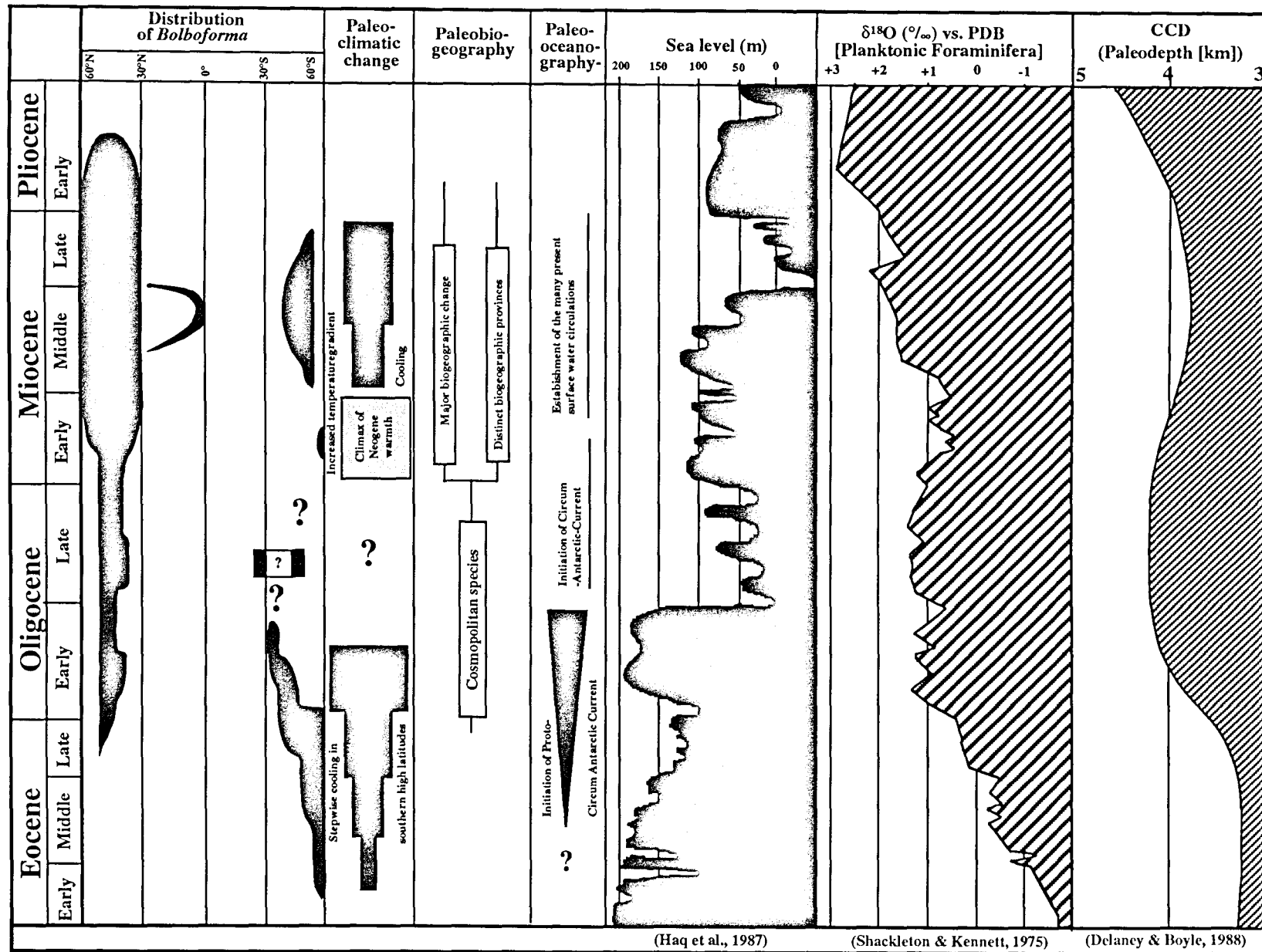


Abb. 27: Verknüpfung der globalen *Bolboforma*-Verteilung mit geologischen Ereignissen während des Känozoikums.

Niedrige $\delta^{18}\text{O}$ -Werte während des Früh-Miozäns suggerieren eine erneute globale Klimaverbesserung, die zu einer partiellen Besiedelung hoher südlicher Breiten durch Bolboformen geführt haben könnten.

Im frühen Mittel-Miozän begann wiederum eine großflächige Besiedelung der Bolboformen in beiden Hemisphären. Sie steht in enger Beziehung zu einer erneuten Klimaverschlechterung, dokumentiert in einem erhöhten Anstieg von IRD, ansteigenden $\delta^{18}\text{O}$ -Werten im Biogenkarbonat planktischer Foraminiferen und durch einen abgesenkten Meeresspiegel.

An der Grenze Miozän / Pliozän sterben die Bolboformen auf der Südhalbkugel aus, im Nord-Atlantik sind sie aber weiter präsent. Verstärkte Abkühlung mit einem raschen Wechsel von Glazial-/ Interglazial -Zyklen führten ab dem Unter-Pliozän zu einem globalem Aussetzen von *Bolboforma*.

Mit der vorliegenden Arbeit konnte nachgewiesen werden, daß die planktisch lebenden Bolboformen (Algen ?) durch ihre Präferenz für temperierte Oberflächenwassermassen globale Paläo-Strömungen nachzeichnen können. Die Arbeit zeigt aber auch, daß in der Analyse hoch-auflösender Probenreihen noch ein bedeutend größeres Potential für die Beantwortung zukünftiger paläo-ozeanologischer und paläo-klimatischer Fragestellungen liegt. Noch nicht zufriedenstellend konnte die Frage nach dem geringen Vorkommen der Bolboformen in den Sedimenten der DSDP/ODP Bohrungen des Nord-Pazifiks beantwortet werden. Auch bleibt bislang offen, wie die Migrationswege der Bolboformen über niedrige Breiten verliefen. Um diese Fragen zu klären, müßte die paläo-biogeographische Verbreitung der Bolboformen durch die quantitativen Analysen der *Bolboforma*-Häufigkeiten von weiteren DSDP/ODP Bohrungen in Zukunft noch präziser dokumentiert werden.

7. TAXONOMIE

Die Auflistung der beobachteten *Bolboforma*-Spezies erfolgt in alphabetischer Reihenfolge. Bei den Arten, die bereits ausführlich in Spiegler & von Daniels (1991) beschrieben wurden, wird auf diese Arbeit verwiesen und lediglich eine Kurzbeschreibung gegeben. *Bolboforma paleodanielsi*, *Bolboforma urna* und vier Spezies in offener Nomenklatur (*Bolboforma* G bis K) werden neu beschrieben.

Protophyta (Incertae sedis, Algae ?) Familie **BOLBOFORMACEAE** Spiegler, 1987

Gattung *Bolboforma* von Daniels & Spiegler, 1974

Typ-Spezies: *Lagena metzmacheri* Clodius, 1922

Diagnose: Bolboformen sind *Lagena* - ähnliche, marine, monokristallin-kalkige Mikrofossilien, die Innenkapseln (Zysten) ausbilden können. Die Gehäuse sind kugelig bis birnenförmig und besitzen eine einfache Loch-Mündung. Die Oberflächen können glatt, bestachelt, retikuliert, berippt oder mit umlaufenden Säumen skulpturiert sein.

Gehäusedurchmesser: 70-250 µm.

Bolboforma antarctica Kennett & Kennett, 1990

Tafel V, Fig. 8-11

Bolboforma antarctica Kennett & Kennett 1990: S. 673, Taf. 1, Fig. 1-5, 7, non Fig. 6. Spiegler & Daniels 1991: S. 133, Tafel 5, Fig. 4-6.

Kurzbeschreibung: Gehäuse kugelig bis ovoid, fein-netzförmige Skulptur.

Reichweite: Spät-Eozän bis Mittel-Oligozän, NP 19/20 bis NP 21, NP 23

Vorkommen: ¹ Campbell Plateau: 29-277-2-4² ; -2-5 ; -2-6; -3-2; -3-6, ; -4-1; -6-3; -20-3; -20-5; Lord Howe Rise: 90-592-35-1; -35-5; -37-1; -37-2; -37-3; -37-3; -40-5; Challenger Plateau: 90-593-57-6; -60-2.

Bolboforma capsula Spiegler, 1987

Tafel III, Fig. 4-6

Bolboforma capsula Spiegler 1987: S. 162, Taf. 2, Fig. 4-6; Taf. 3, Fig. 1-4. Spiegler & Daniels 1991: S.134, Tafel 8, Fig. 1-7.

Kurzbeschreibung: Ein- oder zweikammerige Gehäuse, meist mit Zyste, senkrecht reihenweise angeordnete Höcker auf der Oberfläche.

Reichweite: Spät-Miozän, NN 9

¹ alle Vorkommen ergänzend zu den Zitaten in Spiegler und von Daniels 1991

² die detaillierten Kernteufe der bearbeiteten Bohrungen sind in den Tabellen der Abbildung 11, 14-16 und 20 aufgeführt

Vorkommen: Lord Howe Rise: 90-590B-40-4; 90-592-22-5; -22-6; -22-6; Challenger Plateau: 90-593-28-4; -31-5; -32-1; Chatham Rise: 90-594-34-3; -34-5.

***Bolboforma geomaris* Spiegler, 1991**

Tafel VI, Fig. 1-3

Bolboforma geomaris Spiegler & Daniels 1991: S. 135, Tafel 5, Fig. 7,8,10.

Kurzbeschreibung: Kugeliges Gehäuse mit großflächigen Retikulationen.

Reichweite: Spät-Eozän bis Früh-/ Mittel-Oligozän, NP 11 bis NP 22/23

Vorkommen: Campbell Plateau: 29-277-1-5; -2-1; -2-2; -2-3; -2-4; -2-6; -3-6; -5-3; -18-1; -20-2; -20-4; -21-1; -21-3; -22-2; -22-3; -23-3; -25-2; -26-1; -30-5; -31-1; -31-2; -32-3; -33-2; -35-1; -43-2; Lord Howe Rise: 90-592-36-2; -36-3; -36-3; -37-1; -37-2; -37-3; -38-2; -38-3; -38-4; -38-6; -39-3; -39-4; -39-4; -40-2; -41-1; Challenger Plateau: 90-593-58-2; -60-1; -60-3; -60-4; -60-6.

***Bolboforma indistincta* Spiegler, 1991**

Tafel VI, Fig. 10-11

Bolboforma indistincta Spiegler & Daniels 1991: S. 136, Tafel 5, Fig. 11,12.

Kurzbeschreibung: Gehäuse kugelig, schwach entwickelte grob retikulierte Oberflächenskulptur.

Reichweite: Früh-Eozän bis Spät-Eozän, NP 11 bis NP 19/20

Vorkommen: Campbell Plateau: 29-277-22-3; -24-1; -24-3; -25-2; -26-1; -26-1; -28-2; -30-2; -30-3; -30-5; -31-1; -31-2; -32-3; -33-2; -35-2; -43-2.

***Bolboforma cf. intermedia* Daniels & Spiegler, 1974**

Tafel II, Fig. 1-3

Differentialdiagnose: Unterscheidet sich von *Bolboforma intermedia* durch ein ovales Gehäuse und stärker ausgeprägte Rippenornamentationen.

Reichweite: Spät-Miozän, NN 9 bis NN 11a

Vorkommen: Lord Howe Rise: 90-592-20-5; -20-6; Chatham Rise: 90-594-24-5.

***Bolboforma irregularis* Daniels & Spiegler, 1974**

Tafel VI, Fig. 4-6

Bolboforma irregularis Daniels & Spiegler 1974: S. 69, Taf. 10, Fig. 4,5. Spiegler & Daniels 1991: S. 136, Tafel 3, Fig. 1-4.

Kurzbeschreibung: Kugeliges Gehäuse mit unregelmäßiger Höcker- und Grat-Skulptur.

Reichweite: Früh-/ Mittel-Oligozän, NP 22/23

Vorkommen: Campbell Plateau: 29-277-2-1; -2-3; -2-5; -3-1; -3-2; -3-3; -3-5; -4-1; -4-4; -5-4.

***Bolboforma lamari* Mackensen & Spiegler, 1989**

Tafel V, Fig. 12-14

Bolboforma lamari Mackensen & Spiegler 1989: S. 71, Taf. 1, Fig. 1-9. Spiegler & Daniels 1991: S. 137, Tafel 3, Fig. 10-12.

Kurzbeschreibung: Kugeliges Gehäuse mit großflächigen Retikulationen, an deren Kreuzungspunkten lange Stacheln oder Dornen sitzen.

Reichweite: Spät-Eozän, NP 19/20

Vorkommen: Lord Howe Rise: 90-592-37-3; -38-1; -38-1; -39-1; -39-2; -40-2; -40-3; -40-4; -40-5; -41-1; -41-2; -41-4; Challenger Plateau: 90-593-58-1; -58-2.

***Bolboforma latdorfensis* Spiegler, 1991**

Tafel VII, Fig. 1-4

Bolboforma latdorfensis Spiegler & Daniels 1991: S. 137, Taf. 3, Fig. 5-8.

Kurzbeschreibung: Gehäuse kugelig bis ovoid, grob retikulierte Oberfläche mit unregelmäßigen Stacheln.

Reichweite: Früh-Oligozän, NP 21 bis NP 22

Vorkommen: Lord Howe Rise: 90-592-33-5; -34-1; -34-5; -34-6; -35-3; -35-4; Challenger Plateau: 90-593-58-1; -58-2.

***Bolboforma metzmacheri* (Clodius, 1922)**

Tafel II, Fig. 7-9

Bolboforma metzmacheri Clodius 1922: S. 108, Taf. 1, Fig. 2. Spiegler & Daniels 1991: S. 137, Tafel 4, Fig. 1-4

Kurzbeschreibung: Gehäuse basal abgeplattet, feine netzförmige Skulptur.

Reichweite: Spät-Miozän, NN 9 bis NN 11a

Vorkommen: Lord Howe Rise: 90-592-21-2; -21-3; -21-6; Challenger Plateau: 90-593-27-6; -28-1; -28-3; -30-1; Chatham Rise: 90-594-25-2; -25-4; -25-6;

***Bolboforma cf. metzmacheri* (Clodius, 1922)**

Tafel II, Fig. 4-6

Differentialdiagnose: Unterscheidet sich von *Bolboforma metzmacheri* durch die auf der netzförmigen Skulptur aufsitzenden kleinen Höcker.

Reichweite: Spät-Miozän, NN 9 bis NN 10

Vorkommen: Lord Howe Rise: 90-592-20-6; Challenger Plateau: 90-593-27-1; Chatham Rise: 90-594-27-5; -28-3.

***Bolboforma paleodanielsi*, n. sp.**

Tafel VI, Fig. 7-9

Diagnose: Äquatorial komprimiertes Gehäuse mit über der Gehäusemitte wellenförmig angeordneten Höckern verziert.

Beschreibung: Die sich von den leicht konvexen oralen und aboralen Seiten deutlich absetzende Gehäusemitte ist mit sinusförmig angeordneten Höckern ornamentiert. Hals mit einfacher Mündung. Zysten wurden nicht beobachtet.

Gehäuse-Durchmesser: 100-130 µm.

Bemerkungen: Das breite Gehäuse unterscheidet *B. paleodanielsi* von den in der Ornamentation ähnlichen neogenen *B. danielsi* und *B. taenifera*. *B. pustula* zeigt die gleiche Gehäuseform wie *B. paleodanielsi*, jedoch fehlt dort die sinusförmige Ornamentation.

Holotyp: Tafel VI, Fig. 9

Isotypen: Tafel VI, Fig. 7-8

Typlokalität: DSDP Bohrung 90-592, 36°28.40'S, 165°26.53'E, Lord Howe Rise, SW-Pazifik

Typhorizont: 90-592-36-3, 146 - 148 cm = 335.38 mbsf, Ober-Eozän

Reichweite: Mittel-Eozän bis Mittel-Oligozän, NP 16/17 bis NP 22/23

Material: über 200 Exemplare

Vorkommen: Campbell Plateau: 29-277-2-4; -2-5; -20-1 bis 20-4; -24-1; -25-2; -26-1; 27-1 bis 28-2; -29-1; -29-3; -30-3; -31-1; -31-2; -32-3; Lord Howe Rise: 90-592-36-3 bis 37-3; -39-3; Challenger Plateau: 90-593-58-1.

***Bolboforma pentaspinosa* Spiegler, 1991**

Tafel II, Fig. 10

Bolboforma pentaspinosa Spiegler & Daniels 1991: S. 138, Taf. 6, Fig. 5-7.

Kurzbeschreibung: Gehäuse kugelig, Oberfläche mit langen einfachen Stacheln besetzt.

Reichweite: Mittel-Miozän bis Spät-Miozän, NN 7 bis NN 11a

Vorkommen: Chatham Rise: 90-594-25-4; -25-6; -26-2; -26-4; -27-1; -27-3; -28-3 bis 31-3; -33, CC; -38-3; -40-2.

***Bolboforma praespinosa* Spiegler, 1991**

Tafel V, Fig. 1-3

Bolboforma praespinosa Spiegler & Daniels 1991: S. 138, Taf. 7, Fig. 3,4.

Kurzbeschreibung: Gehäuse kugelig mit deutlich abgesetzter Mündung, unregelmäßige Dornen auf der Oberfläche.

Reichweite: Früh-Eozän bis Mittel-Oligozän, NP 11 bis NP 22/23

Vorkommen: Campbell Plateau: 29-277-34-1; -35-1; -38-2; -43-2; Lord Howe Rise: 90-592-34-1; -35-1; -35-5 bis 36-2; -36-3; -37-1; -38-2; -38-4; -39-3; -39-4; Challenger Plateau: 90-593-55-5; -55-6; -56-1; -56-2; -57-3 bis 58-1; -58-2.

***Bolboforma cf. reticulata* Daniels & Spiegler, 1974**

Tafel IV, Fig. 8-9

Differentialdiagnose: Unterscheidet sich von *Bolboforma reticulata* durch das kugelige Gehäuse.

Reichweite: Mittel-Miozän, NN 5

Vorkommen: Chatham Rise: 90-594A-18-1; -19-1.

***Bolboforma cf. spinosa* Daniels & Spiegler, 1974**

Tafel IV, Fig. 4-5

Differentialdiagnose: Unterscheidet sich von *Bolboforma spinosa* durch kräftigere Stacheln.

Reichweite: Spät-Miozän, NN 9

Vorkommen: Lord Howe Rise: 90-592-22-4; -22-5; -22-5; Challenger Plateau: 90-593-31-4; -31-5.

***Bolboforma subfragoris* Spiegler, 1991**

Tafel III, Fig. 10-12

Bolboforma subfragoris Spiegler & Daniels 1991: S. 140, Taf. 11, Fig. 3-6.

Kurzbeschreibung: Gehäuse basal abgeplattet, Oberfläche mit 3-5 spiraligen Windungen ornamentiert.

Reichweite: Mittel-Miozän, NN 7

Vorkommen: Lord Howe Rise: 90-592-23-5; -23-6; -23-7; -24-1; -24-2; Challenger Plateau: 90-593-33-2; -33-5; -34-3; Chatham Rise: 90-594-36-2; -36-5; -37-1; -38-1; -39-1.

***Bolboforma urna* n. sp.**

Tafel V, Fig. 4-7

Diagnose: Napfförmiges Gehäuse mit ebener Mündungsfläche, die von einem unzusammenhängenden Kiel begrenzt ist.

Beschreibung: Glatte Gehäuse mit abgeplatteter kreisförmiger oraler Fläche. Ein deutlich abgesetzter Kiel mit zum Teil aufgelöster Struktur begrenzt einen zylinderförmigen Mittelteil mit leicht konvexer Basis. Apertur endständig auf einem kurzen Hals.

Gehäuse-Durchmesser: 100-130 µm

Bemerkung: Die aborale und orale Seite sind oft mit Coccolithen verbacken.

Holotyp: Tafel V, Fig. 6

Isotypen: Tafel V, Fig. 4-5, 7

Typlokalität: DSDP Bohrung 90-592, 36°28.40'S, 165°26.53'E, Lord Howe Rise, SW-Pazifik

Typhorizont: 90-592-38-1, 102-116 cm = 351.19 mbsf, Ober-Eozän

Reichweite: Spät-Eozän bis Früh-Oligozän, NP 19/20 bis NP 22

Material: ca. 100 Exemplare

Vorkommen: Lord Howe Rise: 90-592-33-5; -34-1; -38-1 bis 38-3; Challenger Plateau: 90-593-56-2 bis 56-6.

***Bolboforma* sp. G³**

Tafel III, Fig. 1-3

Beschreibung: Fast kugeliges, am aboralen Ende zuweilen leicht abgeplattetes Gehäuse mit endständiger Mündung. Die Oberflächen-Skulptur besteht aus feinem engmaschigen netzförmigen Retikulationen, die nur unter dem REM deutlich zu erkennen sind.

Bemerkung: Die Retikulationen sind wesentlich feiner strukturiert und weniger deutlich ausgeprägt als bei *Bolboforma reticulata* und *Bolboforma antarctica*.

Gehäuse-Durchmesser: ca. 120-140 µm.

Reichweite: Mittel- bis Spät-Miozän, (NN 8) bis NN 10

Material: ca. 200 Exemplare

Vorkommen: Lord Howe Rise: 90-590B-39-1; 90-592-22-2; Challenger Plateau: 90-593-27-2; -27-4; -30-4; -34-1; Chatham Rise: 90-594-31-5.

***Bolboforma* sp. H**

Tafel III, Fig. 7-9

Beschreibung: Das am aboralem Ende abgeplattete Gehäuse ist mit unregelmäßig angeordneten Graten und Furchen ornamentiert. Die Mündung verläuft endständig und ist deutlich abgesetzt. Die Grate sind zum Teil unterbrochen. Zwischen den Graten ist die Oberfläche glatt und zum Teil mit Coccolithen verbacken. Die einzelnen Rippen können eine Höhe von 10 - 15 µm erreichen.

Gehäuse-Durchmesser: ca. 140 - 210 µm.

Bemerkungen: Dieses Taxon zeichnet sich durch eine große Variabilität bezüglich der Ausprägung der einzelnen Individuen aus. Kaum ein Exemplar gleicht dem anderen. Dennoch lassen sie sich eindeutig in verschiedenen Bohrungen des SW - Pazifiks identifizieren, da sie hier stets direkt im Hangenden von *Bolboforma capsula* vorkommen. Kleinere Exemplare zeigen die charakteristischen Skulpturen nur im Ansatz. Ähnlichkeiten bestehen zu *Bolboforma intermedia*

Reichweite: Mittel-Miozän, NN 7 bis NN 8

³ Um Verwechslungen in der offenen Nomenklatur der Bolboformen zu vermeiden, wurde die Zählung alphabetisch fortgesetzt. *Bolboforma* A bis D sind beschrieben in Spiegler & Daniels (1991), *Bolboforma* E bis F in Spiegler & Rögl (1992).

Material: ca. 300 Exemplare

Vorkommen: Lord Howe Rise: 90-590B-41-1; 90-592-23-1 bis 23-4; Challenger Plateau: 90-593-32-3 bis 32-4; Chatham Rise: 90-594-35-2 bis 36-2.

***Bolboforma* sp. I**

Tafel IV, Fig. 1-3

Beschreibung: Das trichterförmige Gehäuse verjüngt sich zur Mündung hin und geht über einen deutlich abgesetzten Hals in eine einfache Mündung über. Kräftige, sehr eng zusammenliegende Dornen mit einem Durchmesser von 10 - 15 µm ragen bis zu 30 µm lateral aus der Gehäuseoberfläche hervor. Die aborale Basalfläche zeigt keine Dornen.

Gehäuse-Durchmesser: ca. 180 - 220 µm.

Reichweite: Mittel-Miozän, NN7

Material: ca. 200 Exemplare.

Vorkommen: Lord Howe Rise: 90-592-24-3 bis 24-5; Challenger Plateau: 90-593-34-3; -35-2.

***Bolboforma* sp. K**

Tafel IV, Fig. 6-7

Beschreibung: Gehäuse kugelig bis ovoid mit endständiger einfacher Mündung. Feine 5 - 15µm kurze Stacheln oder Dornen sind dicht nebeneinander angeordnet und ragen lateral aus der Gehäuseoberfläche hervor.

Gehäuse-Durchmesser: 140 - 200 µm

Reichweite: Mittel-Miozän, NN 6 bis NN 7

Material: ca. 500 Exemplare

Vorkommen: Lord Howe Rise: 90-592-25-1; -25-2; -25-3; -25-3; -25-4; Challenger Plateau: 90-593-33-5; -35-4; -36-1; -36-2; -40-5; Chatham Rise: 90-594-40-4; -41-1; -41-5 bis 45-2.

***Bolboforma* -Zysten**

Tafel II, Fig. 11-12; Tafel VII, Fig. 5-8

Beschreibung: Zwiebelförmige bis kugelige, am aboralen Ende oft abgeplattete Gehäuse ohne Ornamentationen.

Bemerkungen: Kleine glatte Bolboformen ohne erkennbarer Oberflächenstruktur kommen sowohl in neogenen als auch in paläogenen Kernsequenzen vor. Sie werden als Zysten unterschiedlicher Arten gedeutet.

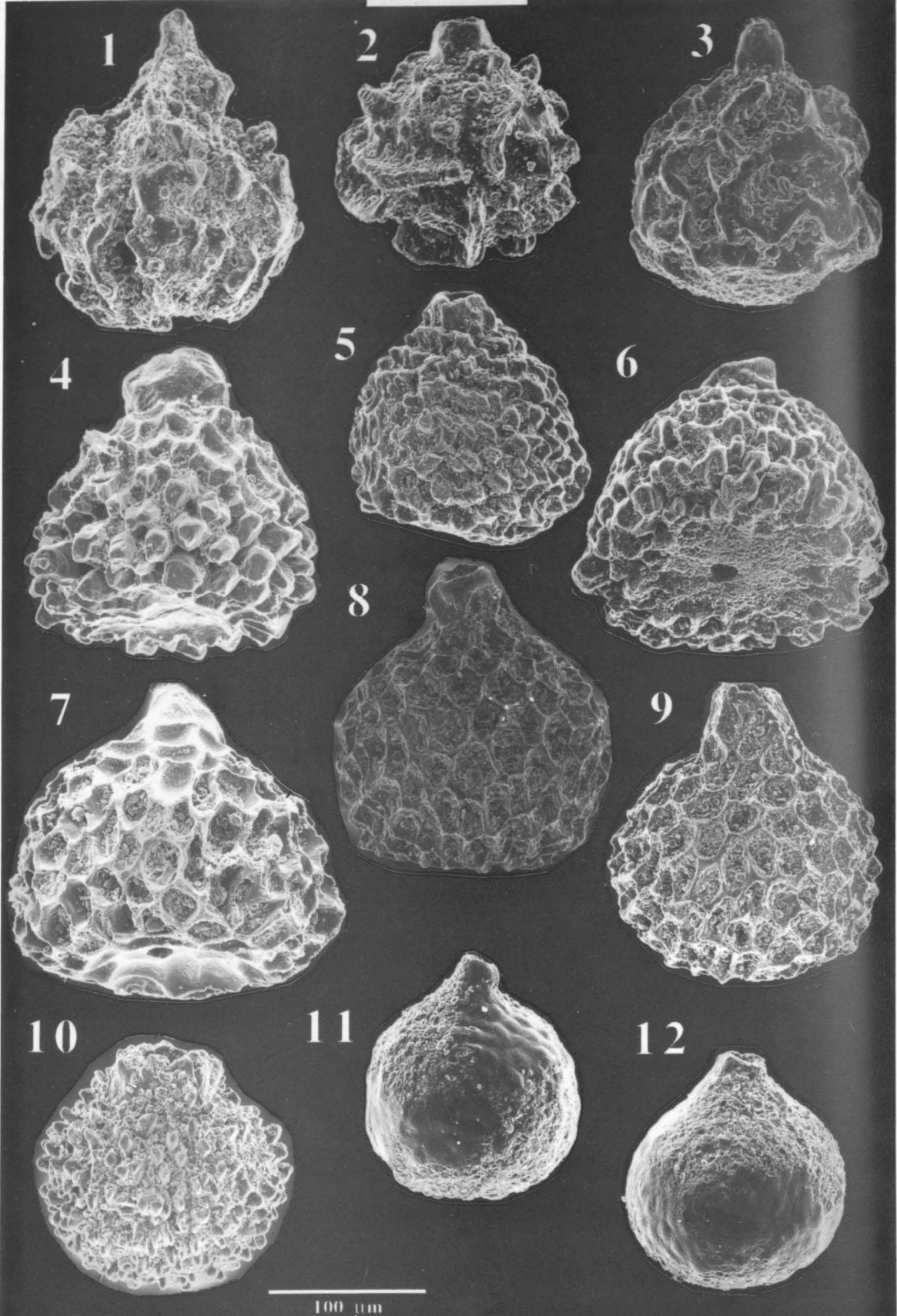
Reichweite: Früh-Eozän bis Spät-Miozän, NP 12 bis NN 11a

Material: ca. 2000 Exemplare

Vorkommen: Campbell Plateau: 29-277-1-5; -2-1 bis 3-3; -3-6 bis 4-4; -5-2 bis 5-4; -6-1 bis 6-3; -18-1; -18-2 bis 20-5; -20-6 bis 21-1; -21-3 bis 22-3; -23-3 bis 24-3; -25-2 bis 26-1; -26-4 bis

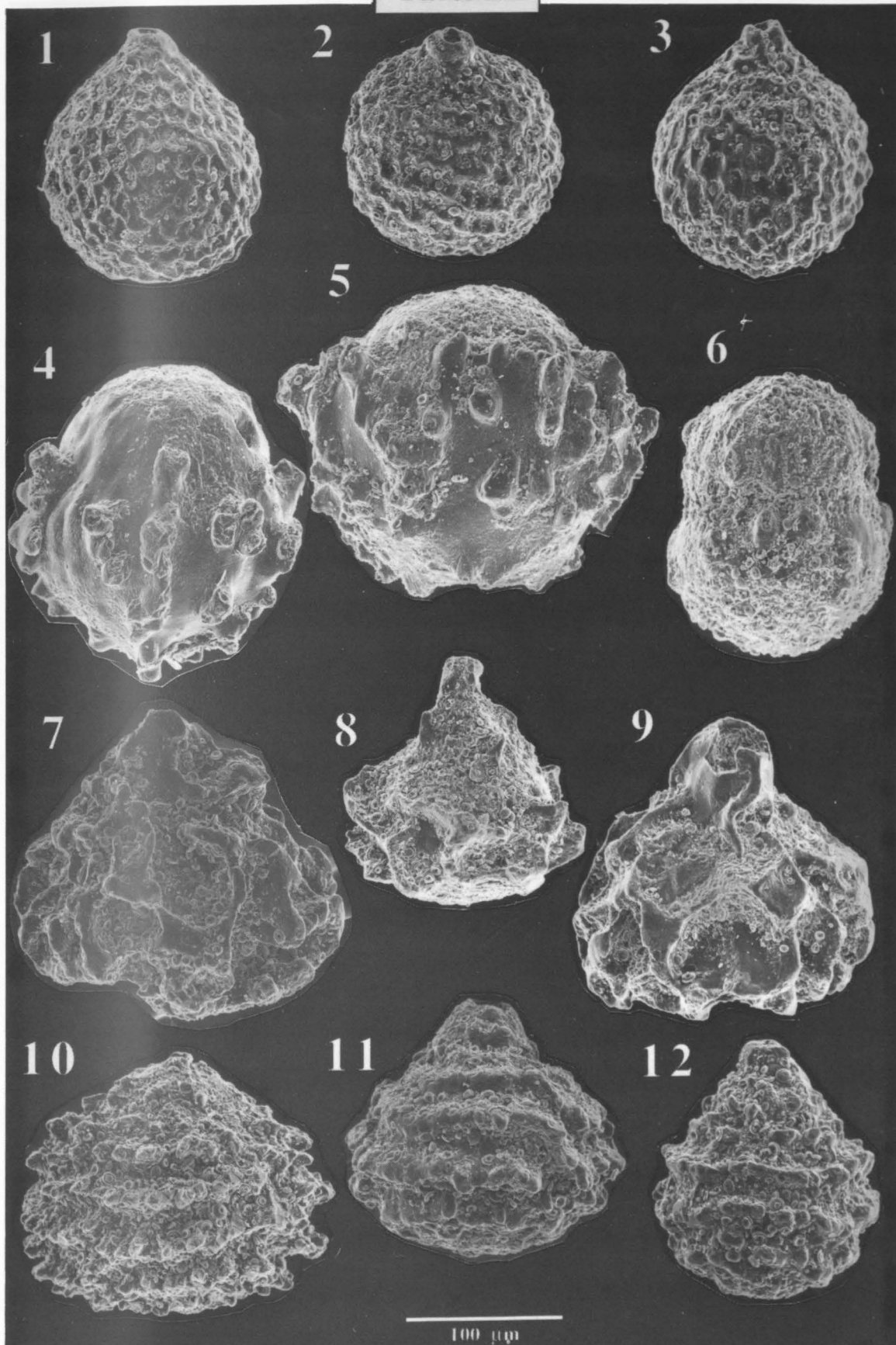
28-2; -29-1 bis 30-5; -31-1 bis 32-3; -35-1 bis 36-2; -39-2, 55-59; -42-2, 52-55; Lord Howe Rise: 90-~~590B~~-38-4; -38-6; -39-3, 40-43; -39-6; -40-2; -40-6; -42-1; 90-~~592~~-20-2; -20-4 bis 20-5; -21-1 bis 21-6; -22-2 bis 22-4; -22-5; -23-1; -23-2 bis 23-3; -23-5; -24-1 bis 24-2; -24-3; -33-5 bis 34-1; -34-4 bis 36-3, 29-32; -36-3 bis 37-4; -38-1 bis 38-4; -39-1 bis 39-4; -40-2 bis 40-4; -40-5 bis 41-2; -41-4; -41-6; Challenger Plateau: 90-~~593~~-27-1 bis 27-2; -27-5 bis 28-1; -29-2; -29-4 bis 29-5; -30-5 bis 31-1; -32-4; -34-1; -34-5; -55-3 bis 55-6; -56-2; -56-4 bis 56-5; -57-3, ; -57-6 bis 58-2; -60-1 bis 60-2; -60-4; Chatham Rise: 90-~~594~~-25-2 bis 26-1; -26-4 bis 27-1; -27-5; -28-3 bis 29-1; -29-6 bis 31-3; -33, CC; -34-1; -35-2; -35-5 bis 40 -4.

Tafel II



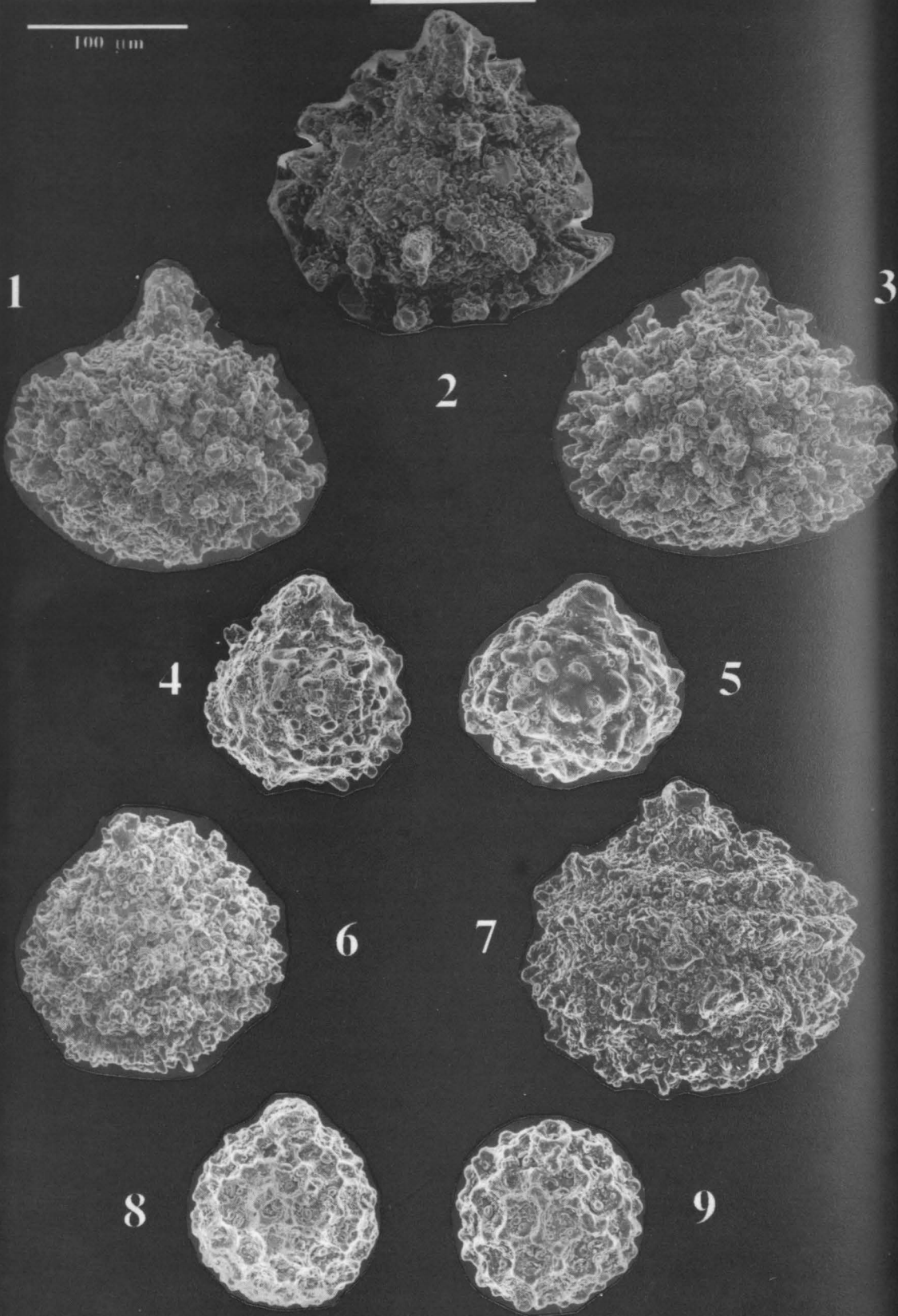
1-3: *Bolboforma* cf. *intermedia*, 1-3: 90-594-24-5, 102-104 cm,
 4-6: *Bolboforma* cf. *metzmacheri*, 4-5: 90-592-20-5, 83-88 cm, 6: 90-593-27-1, 51-54 cm,
 7-9: *Bolboforma metzmacheri*, 7: 90-593-30-1, 22-24 cm, 8-9: 90-592-21-2, 103-108 cm,
 10: *Bolboforma pentaspinosa*, 90-594-28-5, 70-72 cm,
 11-12: *Bolboforma* Zysten, 11: 90-592-23-3, 100-102 cm, 12: 90-594-30-4, 48-50 cm.

Tafel III

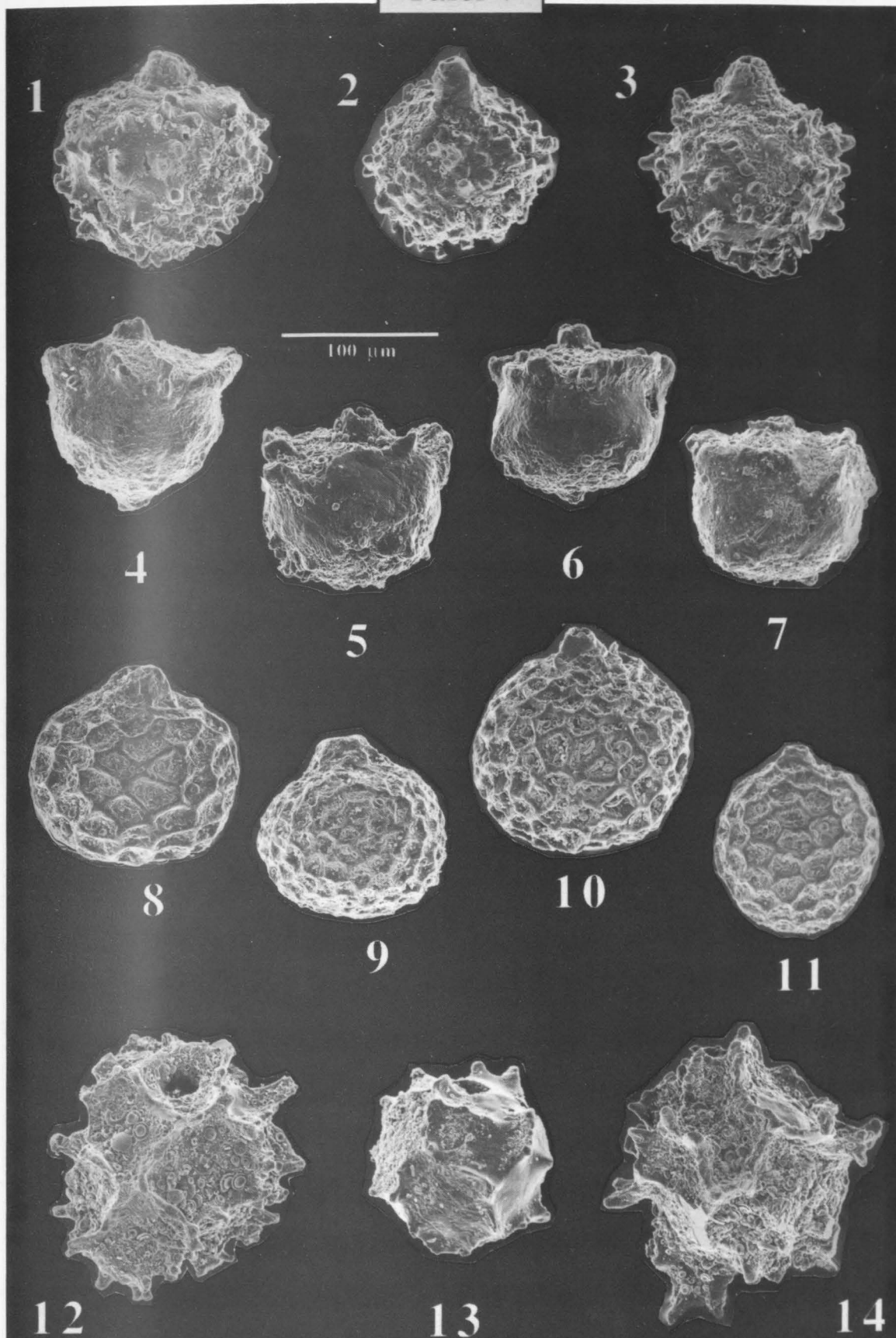


Tafel IV

100 μ m



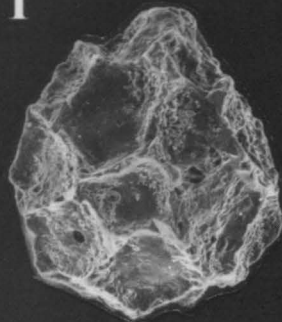
1-3: *Bolboforma* sp. I, 1: 90-592-24-3, 109-112 cm; 2-3: 90-592-24-5, 110-124 cm,
 4-5: *Bolboforma* cf. *spinosa*, 4: 90-593-31-4, 40-54 cm, 5: 90-592, 22-4, 140-143 cm,
 6-7: *Bolboforma* sp. K, 6: 90-36-1, 45-50 cm, 7: 90-592-25-1, 67-69 cm,
 8-9: *Bolboforma* cf. *reticulata*, 8: 90-594A-18-1, 42-58 cm, 9: 90-594-19-1, 118-132 cm.



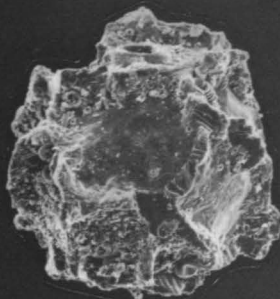
1-3: *Bolboforma praespinosa*, 1-2: 29-277-21-1, 130-132 cm, 3: 90-593-55-5, 35-37 cm,
 4-7: *Bolboforma urna*, 4: 90-593-56-3, 35-37 cm, 5-6: 90-592-38-1, 102-116 cm, 7: 90-592-33-5, 77-80 cm,
 8-11: *Bolboforma antarctica*, 8-9: 90-592-35-1, 77-79 cm, 10-11: 90-592-37-1, 20-22 cm
 12-14: *Bolboforma lamari*, 12: 90-592-38-1, 35-37 cm, 13-14: 90-593-58-2, 35-37 cm.

Tafel VI

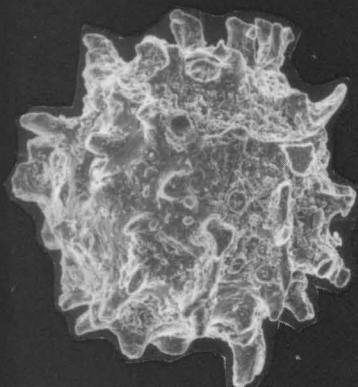
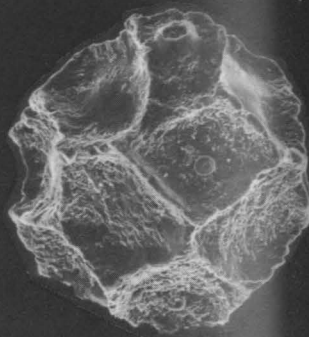
1



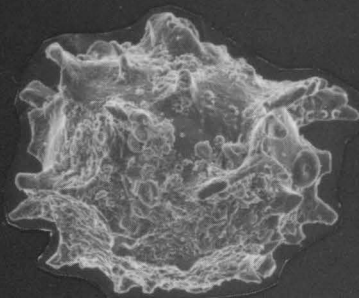
2



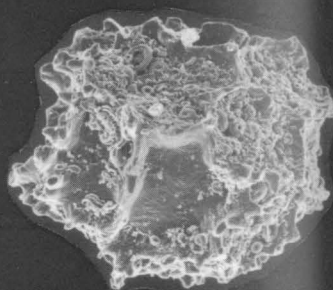
3



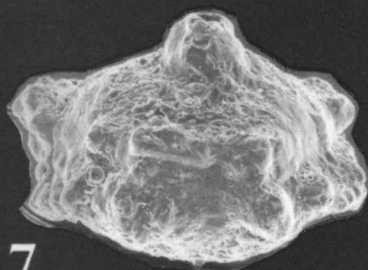
4



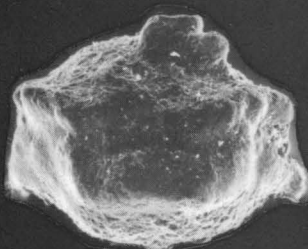
5



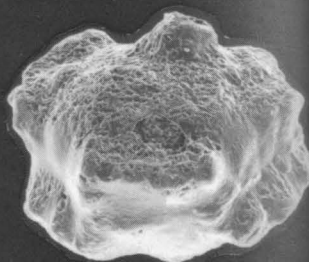
6



7

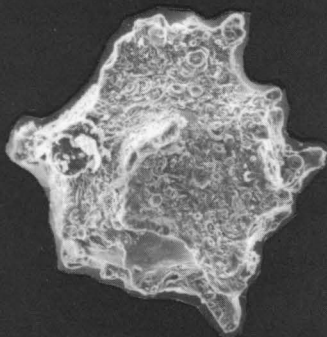


8

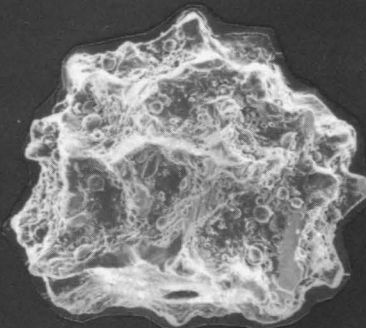


9

10



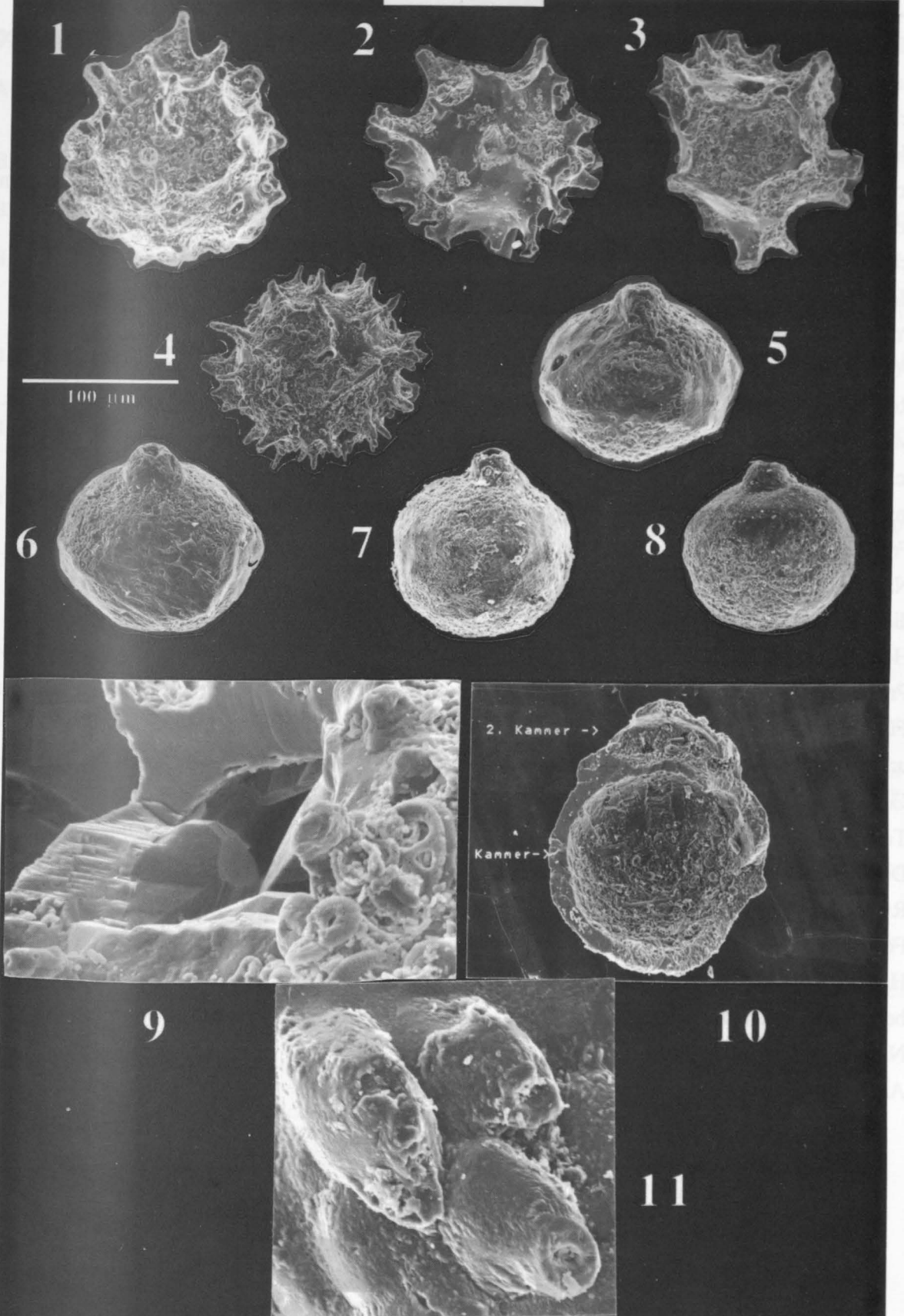
11



100 μ m

1-3: *Bolboforma geomaris*, 1: 29-277-1-5, 63-67 cm, 2-3: 90-592-36-3, 28-30 cm,
4-6: *Bolboforma irregularis*, 4: 29-277-2-1, 63-67 cm, 5-6: 29-277-5-4, 60-64 cm,
7-9: *Bolboforma paleodanielsi*, 7-8: 29-277-2-5, 60-62 cm, 9: 90-592-36-3, 146-148 cm,
10-12: *Bolboforma indistincta*, 10: 29-277-35-2, 50-52 cm, 11-12: 29-277-22-3, 130-134 cm.

Tafel VII



1-4: *Bolboforma latdorfensis*, 1-2: 90-592-34-5, 110-115 cm, 3-4: 90-592-35-3, 74-88 cm,
 5-8: *Bolboforma* Zysten (Paläogen), 5-6: 90-592-36-3, 28-30 cm, 6-7: 29-277-1-5, 63-67 cm,
 9: Detailaufnahme der Gehäusewandstruktur von *Bolboforma latdorfensis*; 10: Zweikammeriges
 Gehäuse von *Bolboforma capsula* 11: Detailaufnahme der Dornen von *Bolboforma latdorfensis*

8. DANK

Mein besonderer Dank gilt Frau Dr. D. Spiegler, die als meine Betreuerin reges Interesse an dieser Arbeit zeigte. Sie hatte immer Zeit, mir bei Problemen der Arbeit zu helfen.

Ich danke Herrn Prof. Dr. J. Thiede für die Anregung und Unterstützung zu dieser Arbeit.

Herrn Dr. K.-H. Baumann bin ich dankbar für die hilfreichen Anregungen und für die konstruktive Kritik bei der Durchsicht des Manuskriptes und auch für die aufmunternden Worte in der Endphase der Arbeit. Aber auch Herrn Dr. K. Lackschewitz und Herrn Dr. A. Freiwald bin ich für wertvolle Hinweise beim Korrekturlesen der Arbeit zu Dank verpflichtet.

Herr Dr. G. Bohrmann und Herr Dr. H.- J. Wallrabe-Adams waren immer bereit, mit mir Probleme der Arbeit zu diskutieren.

Für die hilfsbereite Unterstützung und für die Bereitstellung des Probenmaterials im DSDP/ODP Reference Center des Naturhistorischen Museums in Basel sei Herrn J. B. Saunders, Frau Dr. E. Müller-Merz und Herrn Dr. R. Panchaud recht herzlich gedankt.

Ich danke auch Herrn Dr. W. Weiß (BGR Hannover) und Herrn Dr. I. A. Basov (Moskau), die mir DSDP Probenmaterial zur Verfügung stellten.

Frau Dr. C. Müller (Paris) möchte ich für die stratigraphische Einstufung des kalkigen Nannoplanktons danken. Bei Herrn Dr. A. Mackensen (AWI Bremerhaven) möchte ich mich für die Verarbeitung von noch unveröffentlichten Probenmaterial bedanken.

Herrn Dipl. Geol. A. Dettmer und Herrn Dipl. Geol. K.- U. Schmidt bin ich für die Probennahme im DSDP/ODP Repository der Texas A & M University in College Station dankbar. Für die kontinuierliche und zuverlässige Unterstützung bei der EDV-Verarbeitung des umfangreichen Datenmaterials danke Herrn R. Hinkes.

Gedankt sei aber auch Herrn T. Reincke, der mir bei Fertigstellung der Fotoabzüge mit Rat und Tat zur Seite stand, und Herrn T. M. Kusche, der einen Teil der Laborarbeiten ausführte.

Dem BMFT möchte ich für die Förderung des Projektes und für die Bewilligung eines Rasterelektronenmikroskops danken.

Frau O. Runze danke ich für das Korrekturlesen der letzten Version.

Herr Dipl. Min. A. v. Doetinchem war mir bei der Handhabung des Rasterelektronenmikroskops behilflich. Vielen Dank dafür.

Nicht zuletzt möchte ich meinen Eltern danken, die mir durch die Finanzierung des Studiums diese Arbeit erst ermöglichten.

9. LITERATURVERZEICHNIS

- ADAMS, C. G., LEE, D. E. & B. R. ROSEN (1990): Conflicting isotopic and biotic evidence for tropical sea-surface temperature during the Tertiary. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **77**, 289-313.
- BARKER, P. F. & J. BURRELL (1977): The opening of the Drake Passage. - *Mar. Geol.*, **25**, 15-34.
- BARKER, P. F. & J.P. KENNETT (1988): Weddell Sea palaeoceanography: preliminary results of ODP Leg 113. - *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **67**, 75-102.
- BARRETT, P.J., HAMBREY, M.J., HARWOOD, D.M., PYNE, A.R. & P. N. WEBB (1989): Antarctic Cenozoic history from CIROS-1 drillhole, McMurdo Sound. - In: BARRETT, P. J. (ed.), New Zealand Department of Scientific and Industrial Research Bulletin, **245**, 241-251.
- BARRETT, P. J., HAMBREY, M. J. & P. R. ROBINSON (1991): Cenozoic glacial and tectonic history from CIROS-1, McMurdo sound. - In: THOMSON, M. R. A., et al. (eds.): "Geological Evolution of Antarctica", Cambridge University Press, Cambridge.
- BARRON, J. A. & J. G. BALDAUF (1989): Tertiary cooling steps and paleoproductivity as reflected by diatoms and biosiliceous sediments. - In: BERGER, W. H. et al. (eds.) "Productivity of the Ocean: Present and Past", 341-354.
- BARRON, J. A., BALDAUF, J. G., CAULET, J.-P., HUBER, B. T., KEATING, B. H., LAZARUS, D., SAKAI, H., THIERSTEIN, H. R. & W. WEI (1991): Biochronologic and magnetostratigraphic synthesis of Leg 119 sediments from the Kerguelen Plateau and Prydz Bay, Antarctica, Ocean Drilling Program Leg 119. - In: BARRON, A., LARSEN, B., et al., Proc. ODP, Sci. Results, **119**, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 813-847.
- BARRON, J. A., HARRISON, CH. G. A., SLOAN, J. L. II & W. W. HAY (1981): Paleogeography, 180 million years ago to present. - *Eclogae Geol. Helv.*, **74**: 443-470.
- BARRON, J. A., LARSEN, B., BALDAUF, J. G. & Leg 119 scientific party (1988): Early glaciation of Antarctica. - *Nature* **333**, 303-304.
- BARRON, E. J. & W. H. PETERSON (1991): The Cenozoic ocean circulation based on Ocean General Circulation Model results. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **83**, 1-28.
- BARTEK, L.R. (1989): Sedimentology and stratigraphy of McMurdo Sound and the Ross Sea, Antarctica: implications for glacial history and analysis of high latitude marginal basins. - (Ph. D. dissertation). Rice University, Houston, Texas.
- BÉ, A. W. H. (1977): An ecological, zoogeographic and taxonomic review of Recent planktic foraminifera. - In: RAMSEY, A. T. S. (Ed.), *Oceanic Micropaleontology*, Academic Press, London, **1**, 1-88.
- BENSON, R. H. (1975): The origin of the psychrosphere as recorded in changes of deep-sea ostracode assemblages. - *Lethaia*, **8**, 69-83.
- BENSON, R. H., CHAPMAN, R. E. & L. T. DECK (1984): Paleooceanographic events and deep-sea ostracodes. - *Science*, **224**, 1334-1336.
- BERGGREN, W. A. (1977): Atlas of Palaeogene planktonic foraminifera: some species of the genera, *Subbotina*, *Planorotalites*, *Morozovella*, *Acarinina* and *Truncorotaloides*. - In: RAMSAY, A. T. S., ed., *Oceanic Micropalaeontology*, **1**, Academic Press, London, New York, San Francisco, 205-300.
- BERGGREN, W. A., KENT, D. V., FLYNN, J. J. & J. A. van COUVERING (1985): Neogene geochronology and chronostratigraphy. - In: SNELLING, N. J., *The Chronology of the Geological Record: Memoir*, **10**, Geological Society of London (ed.): 211-250.
- BIZON, G., TAUGOURDEAU-LANTZ, J., & R. WRIGHT (1977): Présence d'Algues enkystées : *Pachysphaera* et de Microfossiles d'affinités incertaines: *Bolboforma* dans le Miocène de Méditerranée. - *Revue de Micropaléontologie*, **20**, 140-146.

- BOERSMA, A., PREMOLI SILVA, I. & N. J. SHACKLETON (1987): Atlantic Eocene planktonic foraminiferal paleohydrographic indicators and stable isotope paleoceanography. - *Paleoceanography*, **2**, 287-331.
- BROECKER, W. S. (1989): The salinity contrast between the Atlantic and Pacific oceans during glacial time. - *Paleoceanography*, **4**, 207-212.
- BÜLOW, W. v. (1960): Über stratigraphische Untersuchungen am obermiozänen Glimmerton von Hohen Woos (Südwest-Mecklenburg). - *Geologie*, **9** (2): 185-189.
- BURNS, D. A. (1977): Major features of oceanographic development of the Southeast Indian and Southwest Pacific Oceans interpreted from microfossil evidence. - *Mar. Geol.*, **25**, 35-59.
- BURNS, R. E., ANDREWS, J. E. et al. (1973): Init. Repts. DSDP, **21**, Washington (U. S. Govt. Printing Office), 1-931.
- CLODIUS, G. (1922): Die Foraminiferen des obermiozänen Glimmertons in Norddeutschland mit besonderer Berücksichtigung der Aufschlüsse in Mecklenburg. - *Archiv Verein der Freunde der Naturgeschichte Mecklenburg*, **75**, 76-145.
- CORLISS, B. H. (1979): Response of deep-sea benthonic foraminifera to development of the psychrosphere near the Eocene/Oligocene boundary. - *Nature*, **282**, 63-64.
- CORLISS, B. H. (1981): Deep-sea benthonic foraminiferal faunal turnover near the Eocene / Oligocene boundary. - *Mar. Micropaleontol.*, **6**, 367-384.
- CROWLEY, T. J. & G. R. NORTH (1988): Abrupt climate change and extinction events in Earth history. - *Science*, **240**, 996-1002.
- DANIELS, C. H. von & D. SPIEGLER (1974): *Bolboforma* n. gen. (Protozoa ?) - Eine neue stratigraphisch wichtige Gattung aus dem Oligozän/Miozän Nordwestdeutschlands. - *Paläontologische Zeitschrift*, **48**, 57-76.
- DELANEY, M. L. & E. A. BOYLE (1988): Tertiary paleoceanic chemical variability: unintended consequences of simple geochemical models. - *Paleoceanography* **3**, 137-156.
- DUQUE-CARO, H. (1990): Neogene stratigraphy, paleobiogeography in northwest South America and the evolution of the Panama Seaway. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **77**, 203-234.
- ECHOLS, D. J. (1985): "*Bolboforma* ": a Miocene algae (?) of possible biostratigraphic and palaeoclimatic value, Deep Sea Drilling Project Leg 82. - In: BOUGAULT, H., CANDE, S. C., et al., Init. Repts. DSDP, **82**, Washington (U. S. Govt. Printing Office), 605-610.
- EDWARDS, A. R. & K. PERCH-NIELSEN (1975): Calcareous nannofossils from the southern Southwest Pacific. - In: ANDREWS, J. E., PACKHAM, G. et al., Init.Repts. DSDP, **30**, Washington (U. S. Govt. Printing Office), 469-540.
- EHRMANN, W. U. (1991): Implications of sediment composition on the southern Kerguelen Plateau for paleoclimate and depositional environment, Ocean Drilling Program Leg 119. - In: BARRON, A., LARSEN, B., et al., Proc. ODP, Sci. Results, **119**, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 185-210.
- EHRMANN, W. U. & A. MACKENSEN (1992): Sedimentological evidence for the formation of an east Antarctic ice sheet in Eocene/Oligocene time. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **93**, 85-112.
- FEARY, D. A., DAVIES, P. J., PIGRAM, C. J. & P. A. SYMONDS (1991): Climatic evolution and control on carbonate deposition in northeast Australia. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **89**, 341-361.
- FENNER, J. (1984): Eocene - Oligocene planktic diatom stratigraphy in the low latitudes and the high southern latitudes. - *Micropaleontol.*, **30** (4), 319-342.
- GROBE, H., FÜTTERER, D. K. & V. SPIESS (1990): Oligocene to Quaternary sedimentation processes on the Antarctic continental margin, ODP Leg 113, Site 693.- In: BARKER, P. F., KENNETT, J. P., et al., Proc. ODP, Sci. Results, **113**, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 121-131.
- HAMON, G. H. (1970): Western boundary currents in the South Pacific. - In: WOOSTER, W. S., ed., Scientific exploration of the South Pacific: Washington, D.C., National Academy of Sciences, 50-59.

- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & P. R. VAIL (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. - *Science*, **235**, 1156-1167.
- HAQ, B. U. & G. P. LOHMANN (1976): Early Cenozoic calcareous nannoplankton biogeography of the Atlantic ocean. - *Mar. Micropal.*, **1**, 119-194.
- HAQ, B.U., PREMOLI-SILVA, I. & G.P. LOHMANN (1977): Calcareous plankton paleobiographic evidence for major climatic fluctuations in the Early Cenozoic Atlantic Ocean. - *J. Geophys. Res.*, **82**, 3861-3876.
- HAYES, D. E. & J. RINGIS (1973): Seafloor spreading in the Tasman Sea. - *Nature*, **243**, p. 454.
- HEUSSER, L. E. (1986): Palynology of selected Neogene samples from holes 594 and 594A, Chatham Rise. - In: KENNETT, J. P., VON DER BORCH, C. C. et al., Init. Repts. DSDP, **90**, Washington (U. S. Govt. Printing Office), 1085-1092.
- HODELL, D. A. & J. P. KENNETT (1985): Miocene paleoceanography of the South Atlantic Ocean at 22, 16, and 8 Ma. - *Geol. Soc. Am. Memoir*, **163**, 317-337.
- HOVAN, S. A. & D. K. REA (1992): Paleocene / Eocene boundary changes in atmospheric and oceanic circulation: A southern hemisphere record. - *Geology*, **20**, 15-18.
- JENKINS, D. G. (1975): Cenozoic planktonic foraminiferal biostratigraphy of the southwestern Pacific and Tasman Sea. - In: KENNETT, J. P., HOUTZ, R. E. et al., Init. Repts. DSDP, **29**, Washington (U. S. Govt. Printing Office), 449-467.
- JENKINS, D. G. (1992a): Predicting extinction of some extant planktonic foraminifera. - *Mar. Micropal.*, **19**, 239-243.
- JENKINS, D. G. (1992b): The paleogeography, evolution and extinction of Late Miocene - Pleistocene planktonic foraminifera from Southwest Pacific. - In: Centenary of Japanese Micropaleontology, ISHIZAKI, K. & T. SAITO (eds.), 27-35.
- KAMP, P. J. J., WAGHORN, D. B. & C. S. NELSON (1990): Late Eocene - Early Oligocene integrated isotope stratigraphy and biostratigraphy for paleo- shelf sequences in southern Australia: paleoceanographic implications. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **80**, 311-323.
- KEIGWIN, jr., L. D. (1980): Paleoceanographic change in the Pacific at the Eocene - Oligocene boundary. - *Nature*, **287**, 722-725.
- KEIGWIN, jr., L. D. & B. CORLISS (1986): Stable isotopes in late middle Eocene to Oligocene foraminifera. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, **97**, 335-345.
- KEIGWIN, jr., L. D. & G. KELLER (1984): Middle Oligocene cooling from equatorial Pacific DSDP site 77B. - *Geology*, **12**, 16-19.
- KELLER, G. (1983a): Biochronology and paleoclimatic implications of Middle Eocene to Oligocene planktic foraminiferal faunas. - *Mar. Micropal.*, **7**, 463-486.
- KELLER, G. (1983b): Paleoclimatic analyses of Middle Eocene through Oligocene planktic foraminiferal faunas. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **43**, 73-94.
- KELLER, G. (1986a) : Stepwise mass extinctions and impact events: Late Eocene to Early Oligocene. - *Mar. Micropal.*, **10**, 267-293.
- KELLER, G. (1986b): Eocene - Oligocene boundary reference sections in the Pacific. - In: C. POMEROL & I. PREMOLI SILVA (eds.) "Terminal Eocene Events", 209-212.
- KELLER, G. & J. A. BARRON (1983): Paleoceanographic implications of Miocene deep-sea hiatuses. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, **94**, 590-613.
- KEMP, E. M. (1978): Tertiary climatic evolution and vegetation history in the Southeast Indian Ocean region. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **24**, 169-208.
- KENNETT, J. P. (1977): Cenozoic evolution of Antarctic Glaciation, the Circum-Antarctic Ocean, and their impact on global paleoceanography. - *J. Geophys. Res.*, **82** (27), 3843-3860.
- KENNETT, J. P. (1978): The development of planktonic biogeography in the Southern Ocean during the Cenozoic. - *Mar. Micropal.*, **3**, 301-345.
- KENNETT, J. P. (1980): Paleoceanographic and biogeographic evolution of the Southern Ocean during the Cenozoic, and Cenozoic microfossil datums. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **31**, 123-152.

- KENNETT, J. P. (1986): Miocene to Early Pliocene oxygen and carbon isotope stratigraphy in the Southwest Pacific, Deep Sea Drilling Project Leg 90. - In: KENNETT, J. P., VON DER BORCH, C. C. et al., Init. Repts. DSDP, Pt. 2, 90, Washington (U. S. Govt. Printing Office), 1383-1409.
- KENNETT, J. P. & P. F. BARKER (1990): Latest Cretaceous to Cenozoic climate and oceanographic developments in the Weddell Sea, Antarctica: An Ocean- Drilling Perspective, Ocean Drilling Program Leg 113. - In: BARKER, P. F., KENNETT, J. P., et al., Proc. ODP, Sci. Results, 113, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 937-959.
- KENNETT, J. P. & C. C. v. d. BORCH (1986): Southwest Pacific Cenozoic Paleooceanography, Deep Sea Drilling Projekt Leg 90. - In: KENNETT, J. P., VON DER BORCH, C. C., et al., Init. Repts. DSDP, Pt. 2, 90, Washington (U. S. Govt. Printing Office), 1493-1515.
- KENNETT, J. P., von der BORCH, C. C., BAKER, P. A., BARTON, C. E., BOERSMA, A., CAULET, J. P., DUDLEY Jr., W. C., GARDNER, J. V., JENKINS, D. G., LOHMAN, W. H., MARTINI, E., MERRILL, R. B., MORIN, R., NELSON, C. S., ROBERT, C., SRINIVASAN, M. S., STEIN, R. & A. TAKEUCHI (1986): Init. Repts. DSDP, 90, Washington (U. S. Govt. Printing Office), 1-744
- KENNETT, J. P., von der BORCH, C. C., BAKER, P. A., BARTON, C. E., BOERSMA, A., CAULET, J. P., DUDLEY Jr., W. C., GARDNER, J. V., JENKINS, D. G., LOHMAN, W. H., MARTINI, E., MERRILL, R. B., MORIN, R., NELSON, C. S., ROBERT, C., SRINIVASAN, M. S., STEIN, R., TAKEUCHI, A. & M. G. MURPHY (1985): Palaeotectonic implications of increased Late Eocene - Early Oligocene volcanism from South Pacific DSDP sites. - Nature, 316, 507-511.
- KENNETT, J. P., HOUTZ, R. E., ANDREWS, P. B., EDWARDS, A. R., GOSTIN, V. A., HAJOS, M., HAMPTON, M., JENKINS, D. G., MARGOLIS, S. V., OVENSCHINE, A. T. & K. PERCH-NIELSEN (1974): Init. Repts. DSDP, 29, Washington (U. S. Govt. Printing Office), 1-1196.
- KENNETT, J. P., HOUTZ, R. E., ANDREWS, P. B., EDWARDS, A. R., GOSTIN, V. A., HAJOS, M., HAMPTON, M., JENKINS, D. G., MARGOLIS, S. V., OVENSCHINE, A. T., & K. PERCH-NIELSEN (1975): Cenozoic paleoceanography in the Southwest Pacific Ocean, Antarctic glaciation, and the development of the Circum- Antarctic-Current, Deep Sea Drilling Project Leg 29. - In: KENNETT, J. P., HOUTZ, R. E., et al., Init. Repts. DSDP, 29, Washington (U. S. Govt. Printing Office), 1155-1169.
- KENNETT, J. P., KELLER, G. & M. S. SRINIVASAN (1985): Miocene planktonic foraminiferal biogeography and paleoceanographic development of the Indo- Pacific region. - Geol. Soc. Am. Mem., 163, 197-236.
- KENNETT, D. M. & J. P. KENNETT (1990): *Bolboforma* Daniels and Spiegler, from Eocene and lower Oligocene sediments, Maud Rise, Antarctica, Ocean Drilling Program Leg 113. - In: BARKER, P. F., KENNETT, J. P., et al., Proc. ODP, Sci. Results, 113, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 667-673.
- KENNETT, J. P. & N. J. SHACKLETON (1976): Oxygen isotopic evidence for the development of the psychrosphere 38 Myr ago. - Nature, 260, 513-515.
- KENNETT, J. P. & L. D. STOTT (1990): Proteus and Proto-Oceanus: Ancestral Paleogene oceans as revealed from Antarctic stable isotopic results; Ocean Drilling Program Leg 113. - In: BARKER, P. F., KENNETT, J. P., et al., Proc. ODP, Sci. Results, 113, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 865-881.
- KNOX, G. A. (1980): Plate tectonics and the evolution of intertidal and shallow-water benthic biotic distribution patterns of the Southwest Pacific. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 31, 267-297.
- KURIHARA, K. & J. P. KENNETT (1992): Paleooceanographic significance of Neogene benthic foraminiferal changes in a Southwest Pacific bathyal depth transect. - Mar. Micropal., 19, 181-199.

- LAWVER, L. A., GAHAGAN, L. M. & M. F. COFFIN (1992): The development of paleoseaways around Antarctica. - In: KENNETT, J. P. & D. A. WARNKE (eds.), The Antarctic Paleoenvironment: A Perspective on Global Change, Antarctic Research Series (Part I), V. 56, 7-30.
- LOCKER, S. & E. MARTINI (1989): Phytoliths at DSDP Site 591 in the Southwest Pacific and the aridification of Australia. - *Geologische Rundschau*, 78 (3), 1165-1172.
- LOHMANN, W. H. (1986): Calcareous nannoplankton biostratigraphy of the southern Coral Sea, Tasman Sea, and southwestern Pacific Ocean. - In: KENNETT, J. P., VON DER BORCH, C. C., et al., Init. Repts. DSDP, Pt. 2, 90, Washington (U. S. Govt. Printing Office), 763-794.
- LOWIE, W. & D.E. HAYES (1975): Magnetic properties of oceanic basalt samples. - In: HAYES, D. E., FRANKS, L. A. et al., Init. Repts. DSDP, 28, Washington (U. S. Govt. Printing Office), 869-878.
- MACKENSEN, A., BARRERA, E. & H.- W. HUBBERTEN (1992): Neogene circulation in the southern Indian Ocean: Evidence from benthic foraminifers, carbonate data, stable isotopes analysis (Site 751). - In: WISE, S. W., SCHLICH, R., et al., Proc. ODP, Sci. Results, Pt. 2, 120, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 867-878.
- MACKENSEN, A. & W. A. BERGGREN (1992): Paleogene benthic foraminifers from the southern Indian Ocean (Kerguelen Plateau), Ocean Drilling Program Leg 120. - In: WISE, S.W., jr., SCHLICH, R., et al., Proc. ODP, Sci. Results, 120, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 603-630.
- MACKENSEN, A. & W. U. EHRLMANN (1992): Middle Eocene through Oligocene climate history and paleoceanography in the southern Ocean: stable oxygen and carbon isotopes from ODP Sites on Maud Rise and Kerguelen Plateau. - *Mar. Geol.*, 108, 1-27.
- MACKENSEN, A. & D. SPIEGLER (1990): A new *Bolboforma* (Algae, Chrysophyceae?) from the Late Eocene of the southern Indian Ocean, Ocean Drilling Program Leg 120. - In: WISE, S. W., SCHLICH, R., et al., Proc. ODP, Init. Repts. ODP, 120, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 71-72.
- MACKENSEN, A. & D. SPIEGLER (1992): Middle Eocene to Early Pliocene *Bolboforma* (Algae?) from the Kerguelen Plateau, southern Indian Ocean, Ocean Drilling Program Leg 120. - In: WISE, S. W., SCHLICH, R., et al., Proc. ODP, Sci. Results, Pt. 2, 120, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 675-682.
- MARGOLIS, S. V. & J. P. KENNETT (1971): Cenozoic paleoglacial history of Antarctica recorded in subantarctic deep-sea cores. - *Am. J. Sci.*, 271, 1-36.
- MARGOLIS, S. V., KROOPNICK, P. M. & D. E. GOODNEY (1977): Cenozoic and Late Mesozoic paleoceanographic and paleoglacial history recorded in Circum- Antarctic deep-sea sediments. - *Mar. Geol.*, 25, 131-147.
- MARGOLIS, S. V., KROOPNICK, P. M., GOODNEY, D. E., DUDLEY, W. C., & M. E. MAHONEY (1975): Oxygen and carbon isotopes from calcareous nannofossils as paleoceanographic indicators. - *Science*, 189, 555-557.
- MARTINI, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. - Proceedings 2nd planktonic Conference Roma 1970, 2, 747-762.
- MARTINI, E. (1986): Paleogene calcareous nannoplankton from southwest Pacific Ocean. - In: KENNETT, J. P., VON DER BORCH, C. C., et al., Init. Repts. DSDP, Pt. 2, 90, Washington (U. S. Govt. Printing Office), 739-785.
- MATTHEWS, R. K. (1984): Oxygen isotope record of ice-volume history: 100 million years of glacio-eustatic sea-level fluctuation. - *Mem. Am. Assoc. Pet. Geol.*, 36, 97-107.
- MATTHEWS, R. K. & R. Z. POORE (1980): Tertiary $\delta^{18}\text{O}$ record and glacio-eustatic sea level fluctuations. - *Geology*, 8, 501-504.
- McGOWRAN, B. & A. BEECROFT (1986): Neritic, southern extratropical foraminifera and the terminal Eocene event. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 55, 23-34.
- MILLER, K. G. (1987): Tertiary oxygen synthesis, sea level history, and continental margin erosion. - *Paleoceanography* 2(1), 1-19.

- MOHR, B. A. R. (1990): Eocene und Oligocene sporomorphs and dinoflagellatae cysts from Leg 113 drill sites, Weddell Sea, Antarctica. - In: BARKER, P. F., KENNETT, J. P., et al., Proc. ODP, Sci. Results, **113**, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 595-612.
- MÜLLER, C., SPIEGLER, D. & L. PASTOURET (1984): The genus *Bolboforma* Daniels and Spiegler in the Oligocene and Miocene sediments of the North Atlantic and northern Europe, Deep Sea Drilling Project Leg 88. - In: DE GRACIANSKY, P. C., POAG, W. C., et al., Init. Repts. DSDP, **80**, Washington (U. S. Govt. Printing Office), 669-675.
- MURPHY, M. G. & J. P. KENNETT (1986): Development of latitudinal thermal gradients during the Oligocene: Oxygen isotope evidence from the Southwest Pacific, Deep Sea Drilling Project Leg 90. - In: KENNETT, J. P., VON DER BORCH, C. C., et al., Init. Repts. DSDP, Pt. 2, **90**, Washington (U. S. Govt. Printing Office), 1347-1360.
- MURRAY, J. W. (1979): Cenozoic biostratigraphy and paleoecology of Sites 403 to 406 based on the foraminifers, Deep Sea Drilling Project Leg 48. - In: MONTADERT, L., ROBERTS, D. G., et al., Init. Repts. DSDP **48**, Washington (U. S. Govt. Printing Office), 415 - 430.
- MURRAY, J. W. (1984): Biostratigraphic value of *Bolboforma*, Leg 81, Rockall Plateau, Deep Sea Drilling Project Leg 81. - In: ROBERTS, D. G., SCHNITKER, D., et al., Init. Repts. DSDP, **81**, Washington (U. S. Govt. Printing Office), 535-539.
- MURRAY, J. W. (1987): *Bolboforma* from North Atlantic sites, Deep Sea Drilling Project Leg 94. - In: RUDDIMAN, W. F., KIDD, R. B., et al., Init. Repts. DSDP **94**, Washington (U. S. Govt. Printing Office), 813-814.
- MUTTER, J. C., HEGARTY, K. A., CANDE, S. C. & J. K. WEISSEL (1985): Breakup between Australia and Antarctica: A brief review in the light of new data. - Tectonophysics, **114**, 255-279.
- MUZA, J. P., WILLIAMS, D. F. & W. W. WISE, jr. (1983): Paleogene oxygen isotope record for Deep Sea Drilling Project Sites 511 and 512, subantarctic South Atlantic ocean: Paleotemperatures, paleoceanographic changes, and the Eocene / Oligocene boundary event. - In: LUDWIG, W. J., KRASHENINNIKOV, V. A., et al., Init. Repts. DSDP, **71**, Washington (U. S. Govt. Printing Office), 409-422.
- OBERHÄNSLI, H., MCKENZIE, J. & M. TOUMARKINE (1984): A paleoclimatic and paleoceanographic record of the Paleogene in the central South Atlantic (Leg 73, Sites 522, 523, and 524). - In: HSÜ, K. J., LABREQUE, J. L., et al., Init. Repts. DSDP, **73**, Washington (U. S. Govt. Printing Office), 737-747.
- OBERHÄNSLI, H., MÜLLER-MERZ, E. & R. OBERHÄNSLI (1991): Eocene paleoceanographic evolution at 20-30°S in the Atlantic Ocean. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. **83**, 173-215.
- ODRZYWOLSKA-BIENKOWA, E. (1976): On some species of the genus *Bolboforma* (Protozoa ?) from Miocene of Poland. - Kwartalnik Geol., **20**, 551-558.
- PALLANT, A. & M. KAMINSKI (1989): *Bolboforma* from ODP Leg 105, Labrador Sea and Baffin Bay and the chronostratigraphy of *Bolboforma* in the North Atlantic, Ocean Drilling Program Leg 105. - In: SRIVASTAVA, S. P., ARTHUR, M. A., CLEMENT, B., et al., Proc. ODP, Sci. Results, **105**, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 381-385.
- POAG, W. C. & A. L. KAROWE (1986): Stratigraphic potential of *Bolboforma* significantly increased by new finds in the North Atlantic and South Pacific. - Palaios, **1**, 162-171.
- POAG, W. C. & A. L. KAROWE (1987): *Bolboforma* (Chrysophyta ?) from the western North Atlantic, Deep Sea Drilling Project Leg 95. - In: POAG, W. C., WATTS, A. B., et al., Init. Repts. DSDP **95**, Washington (U. S. Govt. Printing Office), 429-438.
- POORE, R. Z. & R. K. MATTHEWS (1984): Oxygen isotope ranking of late Eocene and Oligocene planktonic foraminifers: Implications for Oligocene sea-surface temperatures and global ice-volume. - Mar. Micropal., **9**, 111-134.

- POWELL, A. (1986): A new species of *Bolboforma* (inc. sed.) from the Miocene of the Vøring Plateau, Northern Norway. - *J. Micropal.*, **5**, 71-74.
- PRENTICE, M. L. & R. K. MATTHEWS (1988): Cenozoic ice-volume history: Development of a composite oxygen isotope record. - *Geology*, **16**, 963-966.
- QVALE G. & D. SPIEGLER (1989): The stratigraphic significance of *Bolboforma* (Algae, Chrysophyta) in Leg 104 samples from the Vøring Plateau, Ocean Drilling Program Leg 104. - In: ELDHOLM, O., THIEDE, J., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **104**, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 487-495.
- ROBERT, C. & H. CHAMLEY (1991): Development of Early Eocene warm climates, as inferred from clay mineral variations in oceanic sediments. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **89**, 315-331.
- ROBERT, C. & J. P. KENNETT (1992): Paleocene and Eocene kaolinite distribution in the South Atlantic and southern Ocean: Antarctic climatic and paleoceanographic implications. - *Mar. Geol.*, **103**, 99-110.
- ROBERT, C. & H. MAILLOT (1990): Paleoenvironments in the Weddell Sea and Antarctic climates, as deduced from clay mineral associations and geochemical data, ODP Leg 113. - In: BARKER, P. F., KENNETT, J. P., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **113**, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 51-70.
- RÖGL, F. & P. HOCHULI (1976): The occurrence of *Bolboforma*, a probable algal cyst, in the Antarctic Miocene of DSDP Leg 35, Deep Sea Drilling Project. - In: HOLLISTER, C. D., CRADDOCK, C., et al., *Init. Repts. DSDP*, **35**, Washington (U. S. Govt. Printing Office), 713-719.
- ROYER, J. Y., MÜLLER, R. D., GAHAGAN, L. M., LAWVER, L. A. MAYES, C. L., NÜRNBERG, D. & J. G. SCLATER (1992): Global isochron charts. - University of Texas, instute of Geophysics, Technical Reports, **117**: 1-38.
- SANCETTA, C. (1979): Paleogene Pacific microfossils and paleoceanography. - *Mar. Micropal.*, **4**, 363-398.
- SAVIN, S. M. (1977): The history of the earth's surface temperature during the past 100 million years. - *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **5**, 319-355.
- SAVIN, S. M., ABEL, L., BARRERA, E., HODELL, D., KENNETT, J. P., MURPHY, M., KELLER, G., KILLINGLEY, J. & E. VINCENT (1985): The evolution of Miocene surface and near-surface marine temperatures: Oxygen isotopic evidence. - *Geol. Soc. Am. Mem.*, **163**, 49-82.
- SAVIN, S. M., DOUGLAS, R. G. & G. G. STEHLI (1975): Tertiary marine paleotemperatures. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, **86**, 1499-1510.
- SHACKLETON, N. J. (1984): Oxygen isotopic evidence for Cenozoic climate change. In: BRENCHELEY, P. J. ed., *Fossils and Climate*, 27-34.
- SHACKLETON, N. J. & J. P. KENNETT (1975): Palaeotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: Oxygen and carbon isotope analyses in DSDP sites 277, 279, and 281, Deep Sea Drilling Project Leg 29. - In: KENNETT, J. P., HOUTZ, R. E., et al., *Init. Repts. DSDP*, **29**, Washington (U. S. Govt. Printing Office), 743-755.
- SLITER, W. V. (1972): Upper Cretaceous planktonic foraminiferal zoogeography and ecology - eastern Pacific margin. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **12**, 15-31.
- SNYDER, S. W., MÜLLER, C. & K. G. MILLER (1984): Eocene - Oligocene boundary: biostratigraphic recognition and gradual paleoceanographic change at DSDP 549. *Geology*, **12**, 112-115.
- SPEZZAFERRI, S. (1992): Paleoclimatic instability across the Oligocene / Miocene boundary: Evidence based on planktonic foraminifera from the "ocean record". - Fourth international conference on paleoceanography, Kiel, program & abstracts, p. 269.
- SPIEGLER, D. (1987): Encapsulated *Bolboforma* (Algae, Chrysophyta) from Late Miocene deposits in the North Atlantic. - *Mededelingen van de Werkgroep voor Tertiaire en Kwartaire Geologie*, **24**, 157-166.

- SPIEGLER, D. (1991):** The occurrence of *Bolboforma* (Algae, Chrysophyta) in the Subantarctic (Atlantic) Paleogene drilled during ODP Leg 114. - In: CIESIELSKI, P. F., KRISTOFFERSEN, Y., et al., Proc. ODP, Sci. Results, **114**, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 325-334.
- SPIEGLER, D. & C. H. VON DANIELS (1991):** A stratigraphic and taxonomic atlas of *Bolboforma* (protophytes, incertae sedis, Tertiary). - J. Foram. Res., **21**, 2, 126-158.
- SPIEGLER, D. & U. GRÜTZMACHER, in Vorb.:** Chronostratigraphische Gliederung des Känozoikums aufgrund von *Bolboforma*.
- SPIEGLER, D. & C. MÜLLER (1992):** Correlation of *Bolboforma* zonation and nannoplankton stratigraphy in the Neogene of the North Atlantic: DSDP Sites 12-116, 49-408, 81-555 and 94-608. - Mar. Micropal., **20**, 45-58.
- SPIEGLER, D. & F. RÖGL (1991):** *Bolboforma* (Protophyta, incertae sedis) im Oligozän und Miozän des Mediterran und der Zentralen Paratethys. - Ann. Naturhist. Mus. Wien, **94**, 59-95.
- STEIN, R. & C. ROBERT (1986):** Siliclastic sediments at Sites 588, 590 and 591: Neogene and Paleogene evolution in the southwest Pacific and Australian climate: In: KENNETT, J. P., VON DER BORCH, C. C., et al., Init. Repts. DSDP, Pt. **2**, **90**, Washington (U. S. Govt. Printing Office), 1437-1455.
- STEVENS, G. R. (1980):** Southwest Pacific faunal paleobiogeography in Mesozoic and Cenozoic times: A review. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **31**, 153-196.
- STOTT, L. D., KENNETT, J. P., SHACKLETON, N. J. & R. M. CORFIELD (1990):** The evolution of Antarctic surface waters during the Paleogene: inferences from the stable isotopic composition of planktonic foraminifers, ODP Leg 113. - In: BARKER, P. F., KENNETT, J. P. et al., Proc. ODP, Sci. Results, **113**, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 849-863.
- THIEDE, J., SPIEGLER, D. & U. GRÜTZMACHER (1992):** Abschlußbericht zum BMFT-Projekt "Weltweite biostratigraphische Gliederung des marinen Känozoikums aufgrund von *Bolboforma* (Anwendung in Wissenschaft und Wirtschaft)"
- THOMAS, E. (1990):** Late Cretaceous through Neogene deep-sea benthic foraminifers (Maud Rise, Weddell Sea, Antarctica), Ocean Drilling Program Leg 113. - In: BARKER, P. F., KENNETT, J. P., et al., Proc. ODP, Sci. Results, **113**, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 571-594.
- THOMAS, E. (1991):** Deep sea benthic foraminifera: indicators of circulation changes. - International conference on the role of the Southern Ocean and Antarctica in Global Change: An Ocean Drilling Perspective, University of California Santa Barbara, California, 28-31. 8. 1991, abstracts, p. 58.
- THOMAS, E. & E. VINCENT (1987):** Equatorial Pacific deep-sea benthic foraminifera: Faunal changes before the middle Miocene polar cooling. - Geology, **15**, 1035-1039.
- TOERING, K. & J.-H. van VOORTHUYSEN (1973):** Some notes about a comparison between the Lower Pliocene foraminiferal fauna of the southwestern and northeastern parts of the North Sea Basin. - Revue de Micropaléontologie, **16**, 50-58.
- VAIL, P. R. & J. HARDENBOL (1979):** Sea level changes during the Tertiary. - Oceanus, **22**, 71-80.
- VERGNAUD-GRAZZINI, C., PIERRE, C. & R. LETOLLE (1978):** Paleoenvironment of the North-East Atlantic during the Cenozoic: oxygen and carbon isotope analyses at DSDP Sites 389, 400A and 401. - Oceanol. Acta, **1**, 381-490.
- WARNKE, D. A. & C. P. ALLEN (1991):** Ice rafting, glacial-marine sediments, and siliceous oozes: South Atlantic / subantarctic Ocean. - In: CIESIELSKI, P. F., KRISTOFFERSEN, Y., et al., Proc. ODP, Sci. Results, **114**, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 589-598.
- WEI, W. & S. W. WISE (1990):** Biogeographic gradients of middle Eocene-Oligocene calcareous nannoplankton in the South Atlantic Ocean. - Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., **79**, 29-61.
- WEI, W. (1991):** Evidence for an earliest Oligocene abrupt cooling in the surface waters of the Southern Ocean. - Geology, **19**, 780-783.

- WEISSEL, J. K., HAYES, D. E. & E. M. HERRON (1977):** Plate tectonics synthesis: the displacements between Australia, New Zealand, and Antarctica since the Late Cretaceous. - *Mar. Geol.*, **25**, 231-277.
- WILLEMS, W. (1976):** The genus *Bolboforma* von Daniels and Spiegler in the upper Miocene of northern Belgium. - *Bull. Soc. Belge Geol.*, **85**, 31-38.
- WISE, S. W., BREZA, J. R., HARWOOD, D. M. WEI, W. & J. C. ZACHOS (1992):** Paleogene glacial history of Antarctica in light of Leg 120 drilling results. - *In*: WISE, S. W. jr, SCHLICH, R., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **120**, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1001-1030.
- WOLF, T. C. W. & J. THIEDE (1992):** Antarctic versus Arctic Earth cooling events: Neogene coarse terrigenous particle sedimentation (ODP Legs 104, 105 and 114). - Fourth international conference on paleoceanography, Kiel, program & abstracts, p. 305.
- ZACHOS, J. C., BREZA, J. R. & S. W. WISE (1992):** Early Oligocene ice-sheet expansion on Antarctica: Stable isotope and sedimentological evidence from Kerguelen Plateau, southern Indian Ocean. - *Geology*, **20**, 569-573.
- ZIEGLER, P. A. (1988):** Evolution of the Arctic-North Atlantic and the western Tethys. - *Am. Ass. Petrol. Geologists Mem.*, **43**, 1-198.